. D. C. 55 (05)

地質調査所月報

技術研究所 受 35. 6. 2 付 図書室

第 11 巻　第 1 號

目　　次

報　文

柴藤喜平・堀川義夫：山口県八坂・銅谷鉱山における
核原料資源の物理探鉱調査報告……1(1)
長浜春夫：筑豊炭田飯塚地区南部の古第三系放射能強度調査報告……11(11)

概　報

淡路島西淡町地域の堆積岩放射能強度調査報告
山口県柳井地区放射能強度概査報告
岩手県野尻鉱山周辺地域の放射能強度測定調査報告
岐阜県苗木地方ウラン調査報告
3. 嶺巓山および西大洞地区の砂鉱
福岡炭田およびその周辺における放射能強度調査報告
香川・徳島県境(引田―塩江間)放射能強度概査
岡山県新美川鉱山における放射性鉱物
香川県手島の放射能強度調査
佐賀県脊振山南西部の花崗岩地域における核原料資源調査
岩手県赤金鉱山およびその周辺地のウラン鉱床探査
岡山県三吉鉱山北部地区調査概報
瀬戸内地区(山口・広島・愛媛)核原料物質調査の概要
奈良県南部地域の放射能強度調査
佐賀県杉山鉱山における核原料資源について
秋田県太良・立又および明又鉱床における
放射能強度分布概査

資　料

オホーツク造構・火山活動地帯とそれに関連する
ある種の問題について

台帳記入済
カード記入済

化学 35. 6. 1 付 技術研究所

工業技術院地質調査所

昭和 35 年 1 月

技術研究所 受 35. 6. 2 付 図書

Shibatō, K.
Horikawa, Y.

山口県八坂・銅谷鉱山における核原料資源の物理探鉱調査報告

柴藤喜平・堀川義夫

地質調査所月報, Vol. 11, No. 1, p. 1～10, 1960

15 illus.

花崗岩地帯の裂罅に沿つて貫入してできた含ウラン銅鉱床を探査する目的で調査した。調査方法は，普通用いられている自然電位法や比抵抗法では地表から探査することができなかつたので，特殊な流電電位法を用いた。その結果，割合細い含ウランの脈が地表から推定することができた。調査器械はタカヤ型電気探鉱器，科研シンチレーションカウンタである。調査地域は，山口県佐波郡徳地町字八坂および夏焼である。図幅(長門狭)

553.43+553.495 : 550.835+550.837 (521.85)

Nagahama, H.

筑豊炭田飯塚地区南部の古第三系放射能強度調査報告

長浜春夫

地質調査所月報, Vol. 11, No. 1, p. 11～16, 1960

3 illus., 2 tab.

核原料物質調査の一環として，飯塚地区南部地域において，おもに堆積岩中の放射能強度調査を行なつた。その結果放射能の異常地点はみあたらなかつた。調査に使用した測定器はガイガー計数器で，医理学研究所製 DC-P 3 型である。調査方法は自然露頭において G-M 管と露頭面との距離を常に一定 (約 9 cm) に保ち 3 分間の計数値を測定した。自然計数値の測定は調査期間中，毎朝山田市の宿舎において，計数値を 3 分間測定した。計数比はこれらの計数値の比率で示した。調査地域は山田市・大隈町・田川市・稲築町・桂川町および飯塚市にわたつて行なつた。

551.781 (522.1) : 550.835+550.85

Nagahama, H.

淡路島西淡町地域の堆積岩放射能強度調査報告

長浜春夫

地質調査所月報, Vol. 11, No. 1, p. 17～21, 1960

5 illus., 3 tab.

核原料物質調査の一環として，淡路島西淡町地域において，おもに堆積岩中の放射能強度調査を行なつた。その結果放射能の異常地点はみあたらなかつた。調査に使用した測定器はガイガー計数器で，医理学研究所製 DC-P 3 型である。調査方法は自然露頭において G-M 管と露頭面との距離を常に一定 (約 9 cm) に保ち，3 分間の計数値を測定した。自然計数値の測定は調査期間中毎朝西淡町の宿舎において，計数値を 3 分間測定した。計数比はこれらの計数値の比率で示した。調査地は西淡町と福良町の一部の地域にわたつて行なつた。

551.763+551.782 (521.758) : 550.835+550.85

Yamada, M.
Kiyoshima, N.

山口県柳井地区放射能強度概査報告

山田正春・清島信之

地質調査所月報, Vol. 11, No. 1, p. 23～28, 1960

2 illus.

昭和 31 年 9 月，山口県柳井市および玖珂郡下に分布するペグマタイト鉱床および祖生鉱山の放射能強度概査を行なつた。調査の結果祖生鉱山の鉱床では，母岩，グライゼン化帯，石英脈の順にやゝ高くなつている程度であるが，選鉱精鉱物では最大 450 cpm の放射能異常を確認した。ペグマタイト鉱床では，貞光・石井の鉱床において，モナズ石・燐灰ウラン鉱・燐銅ウラン鉱が存在する箇所で局部的な異常を認めたにすぎない。なお測定器は主として Philips Pocket Battery Monitor を使用した。

553.063 : 550.835+550.85 (521.85)

山口 誠八郎・野谷 紀江：ヒトにおける経皮吸収の
物理化学的研究

薬 学 雑 誌 Vol. 11, No. 1, p. 1–10, 1900

抄録テキスト抄録テキスト抄録テキスト

Sekine, Y.
Obi, I.

岩手県野尻鉱山周辺地域の放射能強度測定報告

関根良弘・小尾五明

地質調査所月報, Vol. 11, No. 1, p. 29～33, 1960

3 illus., 1 tab.

産金地帯として有名な野尻鉱山を中心とする鉱床群の放射能強度概査を行なつた。中熱水性金・タングステン鉱床群には注目すべき放射能異常を示さなかつた。数カ所の砒素・黒鉛・銅鉛亜鉛鉱床も同様である。

553.41＋553.463(521.12) : 550.835＋550.85

Hamachi, T.
Tani, M.

岐阜県苗木地方ウラン調査報告 3. 頽嶺山および西大洞地区の砂鉱

浜地忠男・谷 正巳

地質調査所月報, Vol. 11, No. 1, p. 34～40, 1960

6 illus., 5 tab.

調査地区は岐阜県恵那郡福岡村にある。当地方は稀元素鉱物の産地として古くから有名で，頽嶺山の砂鉱の基盤は第三紀層，西大洞の砂鉱の基盤は花崗岩である。10 m と 20 m の間隔で測線を設け，その交点で井戸掘りを行ない，砂鉱の賦存状態を明らかにするとともに，現場で水簸を行なつて，できるだけ重鉱物を濃集させ，鉱物組成を明らかにした。放射性鉱物としてはモナズ石・恵那石が大部分を占め頽嶺山ではチタン鉄鉱，西大洞では錫石が多い。その量は放射性鉱物は 40～320 g/m³ であり，錫石は最高 770 g/m³, チタン鉄鉱は 3050 g/m³ である。

553.495.068(521.53) : 550.85

Kamishima, H.
Sasaki, M.

福岡炭田およびその周辺における放射能強度調査報告

上島 宏・佐々木 実

地質調査所月報, Vol. 11, No. 1, p. 41～44, 1960

1 illus., 1 tab.

従来福岡炭田の南西部(福岡県早良郡金武・長垂)に広く分布する花崗岩類中に放射能鉱物の産出が知られているので，これを基盤とする含炭古第三系および第四系中にも放射能強度の異常が認められるかどうか，Philips Pocket Battery Monitor を使用して放射能強度調査を行なつた。調査の結果とくに放射能の異常は認められなかつたが，調査地内に分布する岩石の放射能強度は，糸島型花崗閃緑岩を貫くアプライトがもつとも高く，洪積層中の泥岩がこれに次ぎ，古第三系中の石炭がもつとも低いという傾向が認められた。

553.94 : 551.78./79(522.1) : 550.835＋550.85

Ueno, M.
Igarashi, T.

岡山県新美川鉱山における放射性鉱物

上野三義・五十嵐俊雄

地質調査所月報, Vol. 11, No. 1, p. 49～50, 1960

1 illus., 3 tab.

新美川鉱山は岡山県小田郡矢掛町下高末にあり，鉱山付近は「山陽型花崗岩」といわれている黒雲母花崗岩・閃緑岩質岩石などが分布する。

放射性鉱物は新美川鉱山の坑内で閃緑岩質岩石中の割れ目や黄銅鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱が鉱染する部分に伴われ，粘土様鉱物中に認められる。野外では DCP-1 型計数器で自然計数の 160 倍に達する放射能異常を示し，選別濃集した試料のウラン含有量は U 0.26～0.29 %である。さらにオートラジオグラフィー，X 線粉末回折試験および化学分析を行なつた結果，緑鉛鉱と同定された。

553 : 549.753.12(521.83) : 550.85

Miyahisa, M.

香川・徳島県境（引田一塩江間）放射能強度概査

宮久三千年

地質調査所月報，Vol. 11, No. 1, p. 45～48, 1960

5 illus.

香川・徳島県境にある阿讃山脈北面の中生層基底地域東半を調査した。その結果中生層は花崗岩類を不整合に覆い，基底部は粗粒岩相からなるが，香川県力石・大窪寺付近・塩ノ江付近の泥質岩の部分に弱い放射能異常が認められたが，採掘可能な高品位鉱石はみいだされなかつた。

551.76(523.1/.2) : 550.835

Henmi, K.

香川県手島の放射能強度調査

逸見吉之助

地質調査所月報，Vol. 11, No. 1, p. 51～53, 1960

2 illus.

香川県仲多度郡広島村手島の放射能異常地には，ペグマタイト脈とタングステン石英脈との2種類があり，(1) ペグマタイト脈はアプライトに伴い，ときに著しい強放射能を示すが，幅 20～30 cm でごく小規模である。(2) タングステン石英脈（廃坑）の放射能異常は，脈に接した雲母・柘榴石集合体および割れ目を充した粘土中に見られ，Philips Pocket Battery Monitor で 100 cpm 前後（最高 161 cpm）であつた。岡山県三吉鉱山に類似の異常と考えられる。その他島内一般の岩石の放射能強度をも測定した。

553.063 : 550.835+550.85(523.2)

Komura, K.
Omachi, H.

奈良県南部地域の放射能強度調査

小村幸二郎・大町北一郎

地質調査所月報，Vol. 11, No. 1, p. 60, 1960

当地域には熊野酸性火成岩が発達し，また多くの金属鉱床が分布する。筆者らは昭和32年12月3日から同月16日まで，朝町三盛のモリブデン・銅鉱床，鉛山および南海の銅・鉛・亜鉛鉱床について放射能強度調査を行なつた。測定には医理学研究所製の DCP-3 型ガイガーおよび Philips 社製の Pocket Battery Monitor を使用した。各鉱山における放射能強度は一応概略的に知ることができた。しかし，これらの鉱山においては，とくに注意されるべき放射能異常は認められなかつた。

553.43/.44+553.462(521.76) : 550.835+550.85

Hamachi, T.
Komura, K.

岡山県三吉鉱山北部地区調査概報

浜地忠男・小村幸二郎

地質調査所月報，Vol. 11, No. 1, p. 55～56, 1960

三吉鉱山は岡山県倉敷市大字西坂，浅原にあつて，今回の調査区域は三吉鉱山の本鉱床の北部で，地表調査である。放射能測定は Philips Pocket Monitor により行なつたが，特記すべき放射能異常も認められず，2つの露頭で砒銅ウラン雲母が微量認められたにすぎなかつた。その産状はグライゼン中に散在するもので，本鉱床坑内のものと同一である。グライゼンを8個分析した結果，6個が U=0.001 %，2個が U=0.000 % を示す。

553 : 551.73+551.78+552.3(521.83) : 550.835+550.85

Kinoshita, K.

佐賀県脊振山南西部の花崗岩地域における核原料資源調査

木下亀城

地質調査所月報，Vol. 11, No. 1, p. 54, 1960

調査区域は佐賀県富士村・三瀬村・脊振村および佐賀市にわたり，調査対象はすべて花崗岩中のペグマタイトで，広沢鉱山・金立山・佐賀銅山・上小副川・大ノ原・観音峠・鳥羽院・大椿の諸鉱床である。広沢鉱山ではサマルスキー石の存在が始めて認められた。このほか金立山鉱床には閃ウラン鉱（？）および燐灰ウラン鉱を産する。ほかには放射能異常はほとんど認められず注目に値するものはない。

553 : 552.3(522.3) : 550.835+550.85

富山・岐阜県境（利田―坂之原）地熱開発調査報告

[illegible] [illegible]

[illegible]

地質調査所月報, Vol. 11, No. 1, p. 15–18, 1960

[illegible]

[illegible]

[illegible]

奥川原平地の放射能探査結果

[illegible] [illegible]

地質調査所月報, Vol. 11, No. 1, p. 21–25, 1960

[illegible]

[illegible]

[illegible]

安泉地熱地帯の放射能探査結果

[illegible] [illegible]

[illegible], Vol. 11, No. 1, p. [illegible], 1960

[illegible]

[illegible]

[illegible]

岡山県三本松山北地区調査報告

[illegible] [illegible]

[illegible], Vol. 11, No. 1, p. [illegible], 1960

[illegible]

[illegible]

[illegible]

秋田県北東部地域の地熱調査

[illegible] [illegible]

[illegible], Vol. 11, No. 1, p. [illegible], 1960

[illegible]

[illegible]

[illegible]

Takeuchi, T.
Nanbu, M.

岩手県赤金鉱山およびその周辺地のウラン鉱床探査

竹内常彦・南部松夫

地質調査所月報, Vol. 11, No. 1, p. 54～55, 1960

赤金鉱山および周辺地の10鉱山18鉱床に対して核原料物質の探査を行なつた。多少とも放射能異常が認められたのは赤金鉱山の諸鉱床のみである。

553：552.3(521.12)：550.835+550.85

Hida, N.

瀬戸内地区(山口・広島・愛媛)核原料物質調査の概要(抄録)

肥田 昇 (抄録)

地質調査所月報, Vol. 11, No. 1, p. 56～59, 1960

2 tab.

i) 瀬戸内地区における核原料物質の調査を行なつたが，全10地区のうち放射能異常を認めた地区は4地区であつたが，このうちさらに詳細な調査を行なつたものは山口県八坂・銅谷地区のみである。

ii) 今回の調査はいずれも概査であつて，ガイガーカウンター(小型も含む)およびシンチレーションカウンターをもつて放射能異常の有無の調査を行なつた。

iii) 山口県下関・下月，同防府市松ケ谷鉱山，同佐波郡徳地町，広島・山口県境，広島県三原，同府中，同豊田郡生口島，愛媛県越智郡玉川鉱山，愛媛県温泉郡北条町など。

553.495(521.84/.85+523.3)：550.835

Kinoshita, K.

佐賀県杉山鉱山における核原料資源について

木下亀城

地質調査所月報, Vol. 11, No. 1, p. 60, 1960

杉山鉱山は佐賀県小城郡富士村字杉山(7万5千分の1地質図小城)にあつて，国鉄線佐賀駅からバスにより約1.5時間で達する。付近の地質は黒雲母花崗岩と，それを貫く両雲母花崗岩からなる。鉱床は上記両花崗岩の接触部に近い両岩中数10 m 四方の範囲内にあるペグマタイトからなる。Scintillation counter による現地測定の放射能強度は，自然計数 5 μR/hR の時に，黒雲母花崗岩3～4，白雲母花崗岩5～13，ペグマタイト7～20であつた。放射性鉱物としてはフェルグソン石・変種ジルコン・モナズ石・コロンブ石などが認められた。しかしその量はごく微量であつて，資源的意味は認められない。

553.495(522.3)

Okano, T.

秋田県太良・立又および明又鉱床における放射能強度分布概査

岡野武雄

地質調査所月報, Vol. 11, No. 1, p. 60, 1960

太良・立又・明又鉱山の鉱床は，いずれも第三系中新統に属する緑色凝灰岩類，珪質頁岩類中に発達する数条の平行鉱脈鉱床で，黄銅鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱を鉱石鉱物とする。

放射能強度測定には Philips Pocket Battery Monitor PW 4010 を主として使用した。

調査の結果とくに放射能鉱物の集中した部分は認められなかつた。

539.156(521.14)

Ustiev, E. K.
Tr. Konishi, Z.

オホーツク造構・火山活動地帯とそれに関連するある種の問題について

Ustiev, E. K.　小西善治訳

地質調査所月報, Vol. 11, No. 1, p. 63～78, 1960

4 illus.

オホーツク造構・火山活動地帯の生成機構をとりあげ，それが周辺地域，とくに太平洋造山地帯(日本列島を含む)の形成に及ぼす影響を述べ，現在ソ連地質学者の間に広く普及している造構運動(火山活動を含む)の東漸説を立証している。

551.2(57)

報　　文

553.43+553.495 : 550.835+550.837 (521.85)

山口県八坂・銅谷鉱山における核原料資源の物理探鉱調査報告

柴藤 喜平*　堀川 義夫*

Geophysical Prospecting Survey in Yasaka and Dōdani Mines, Yamaguchi Prefecture

by
Kihei Shibatō & Yoshio Horikawa

35. 6. 2

Abstract

Electrical and radiometrical prospecting survey for the uraniferous copper-chlorite veins in granite were carried out at Yasaka and Dōdani mines, Yamaguchi prefecture.

The indications of spontaneous polarization and resistivity method are unsuitable for these thin veins, therefore, special Current-Potential method that ore vein was taken as one electrode, was used.

In the Yasaka mine ; the high count anomalies were found in adit level by the radiometrical survey, and the Current-Potential method seems also to be useful for the tracing of the veins.

In the Dōdani mine ; radioactive anomalies were not so large as those of the Yasaka mine in adit level.

The writers believe that the Current-Potential method seems to be more applicable to those low radioactive anomaly veins.

要　旨

花崗岩中の銅―緑泥石脈に含まれているウラン鉱床について，その探査法の研究と鉱床の追跡とを目的に，山口県の八坂・銅谷という類似の両鉱山において，電気および放射能探鉱調査を行なつた。

両鉱山とも従来の方法ではあまり効果的な結果は得られなかつたので，鉱体を1極とする特殊な流電電位法によつてその鏈先を探査することの可能性が推定された。

八坂鉱山では，坑内の調査からみて高カウントの放射能異常地帯が奥部にみられるので，その鏈先を究明することは望ましいことである。この追跡については流電電位法による異常を参考として探鉱を行なうべきであろう。

銅谷鉱山では，坑内の調査から考えて放射能異常は小範囲に限られているが，鉱脈の追跡としては流電電位法による異常を参考とすべきであろう。

1. 緒　言

昭和33年12月1日から12月29日まで約29日間にわたつて山口県佐波郡徳地町引谷の八坂鉱山および銅谷鉱山において核原料資源を対象として，電気探鉱法および放射能探鉱法による調査を行なつた。こゝにその結果を報告する

調査には筆者らのほかに，堀本健次・井上正文が参加し，測量を担当した。

* 物理探査部

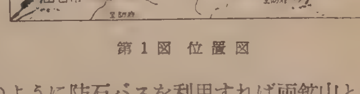
2. 位置および交通

八坂・銅谷の両鉱山は，山口県佐波郡徳地町引谷にあつて，八坂鉱山は字川口上にあり，銅谷鉱山は字夏焼にある。両鉱山は約6 km を隔てて，ともにバス道路沿線に存在している。

交通は，

山陽本線防府 —防石鉄道 約4里強→ 堀 —防石バス 約1里半→ 八坂 —防石バス 半里→ 川口上

山口線山口 —防石バス 約4里弱→ 農協前 —防石バス 1里半→ 川口上

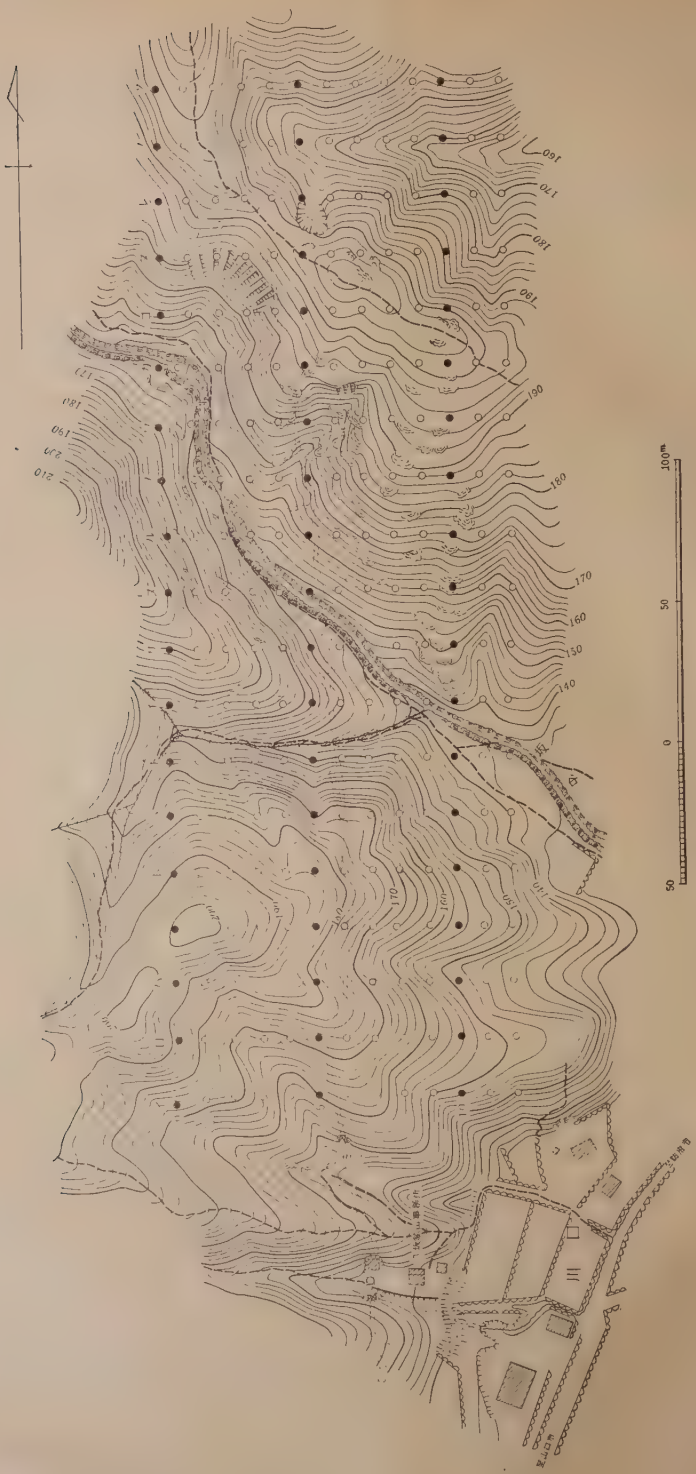


第1図 位置図

以上のように防石バスを利用すれば両鉱山とも至便で八坂鉱山は川口上停留所より約南方 50 m に，銅谷鉱山は農協前停留所より南東方約 100 m にある

3. 地質および鉱床

本地域の地質鉱床に関しては，井上秀雄・五十嵐俊



第 2 図 八 坂 鉱 山 物 理 探 査 地 形 お よ び 測 線 図

第3図　銅谷鉱山付近地形および物理探鉱測線図

雄・河内洋佑らの調査註1)がある。これによると，八坂鉱山および銅谷鉱山の鉱床は，黒雲母花崗岩中の割れ目，ないしは破砕帯に発達した珪化・絹雲母化作用を伴う含銅緑泥石脈で，脈幅は 10 cm から 1 m にわたりきわめて膨縮性に富んでいる。

鉱石鉱物としては，黄鉄鉱・黄銅鉱・硫砒鉄鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱・斑銅鉱・輝銅鉱・銅藍・孔雀石があり，放射性鉱物としては瀝青ウラン鉱・コッフィン石が確認された。

脈石鉱物としては石英・緑泥石・絹雲母・螢石・黄玉・氷長石などが認められた。

八坂鉱山の鉱床は，走向 N15°E，傾斜 70～90°S を示し，現在まで採掘または探鉱された鏈押坑道延長は，地並で約 400 m に達している。

今回，調査を行なつた銅谷鉱山の鉱床は，一号鏈だけで，この鏈は走向 N45°E，傾斜 70～90°S を示しており地並での鏈押坑道の総延長は約 110 m に達している。

4. 調査目的および調査方法

1) 調査目的

花崗岩中の断層または裂きよに沿つて貫入してできた，きわめて細かいウランを含む含銅緑泥石脈の探鉱法について検討するとともに，さらに両鉱山において鏈先探鉱を行なつた。

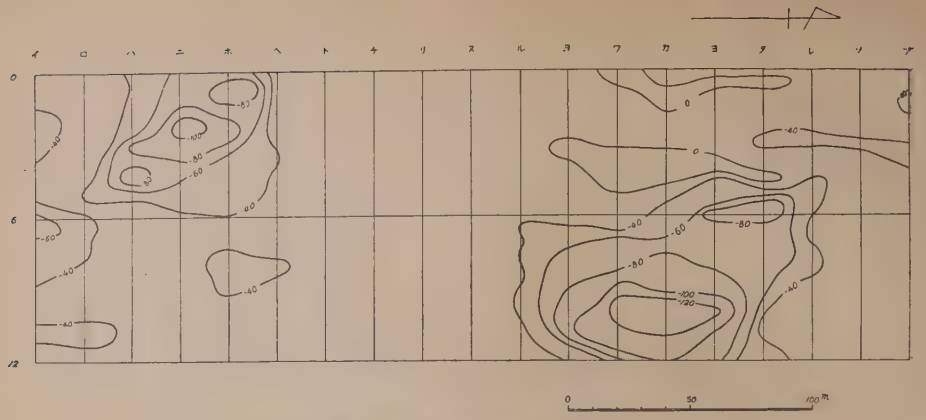
調査方法は地表からは自然電位法・比抵抗法（電極間隔 10 m, 20 m, 40 m）・放射能探鉱法，および鉱脈を1極とした直流電位法の4種で，坑内では自然電位法・放射能探鉱法の2種を行なつた（こゝで用いた直流電位法は，坑道内の鉱脈と坑外の遠電極との間に 100 mA の直流を常時一定に流し，地表において，その電位分布を測定したものである）。

測線は八坂鉱山では第2図のように鉱脈にほゞ直角（南北）に南方から「イ, ロ, ハ, ……, ソ, ツ,」と 20 m 間隔に各測線（120 m）を設置した。各測線は 10 m 間隔に測点を設け，西方から「0, 1, 2, ……, 12」とした。

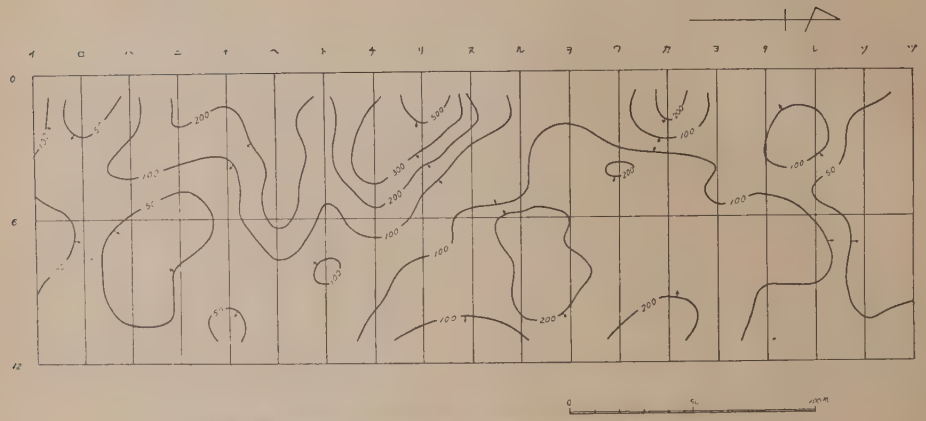
銅谷鉱山では，第3図のように鉱脈に直角方向に西方から「イ, ロ, ハ, ……, カ, ヨ」と 20 m 間隔に各測線（120 m）を設置し，各測線は 10 m 間隔に測点を設け北方から「0, 1, 2, ……, 12」とした。

両鉱山とも自然電位と流電電位の測定は，地表では 5 m 間隔に，坑内では 2 m 間隔に行なつた。

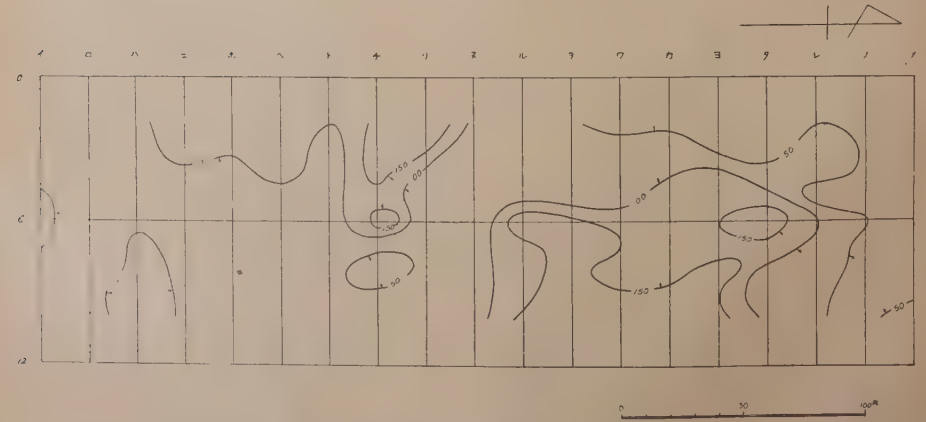
註 1) 井上秀雄・五十嵐俊雄・河内洋佑：山口県佐波郡徳地町八坂・戸麗・銅谷鉱山放射能鉱床調査報告，未発表資料



第 4 図 八坂鉱山自然電位分布図 単位 mV



第 5 図 八坂鉱山比抵抗分布図 平均3極法 a=10m 単位 kΩ-cm



第 6 図 八坂鉱山比抵抗分布図 平均3極法 a=20m 単位 kΩ-cm

5. 八坂鉱山調査結果

自然電位

第4図のような自然電位法の結果が現われた。すなわちおもな負異常地帯は次の通りである。

1) 「イ—6」を中心とした地帯

これはちようど斜坑の坑道上に相当し，坑道地並の富鉱部の上部にあたる。

2) 「ニ—2」を中心とした地帯

3) 「カ—10」を中心とした地帯

以上の 2)，3) はちようど地形の高くなつた地帯である。

4) 「ヨ—6」～「タ—6」に続く細長い地帯

5) 「ホ—8」を中心とした地帯

6) 「イ—11」～「ロ—11」に続く細長い地帯

7) 「タ—3」～「ツ—4」に続く細長い地帯

以上の 4)～7) は，いずれも異常は小さく，かつ地形的に特徴なく，また現在の既知鉱脈とも関係ないものである。

比抵抗

本区域の比抵抗(平均3極法)の結果は，第5図，第6図のようで，第5図は電極間隔 10 m の場合，第6図は電極間隔 20 mの 場合で，大体に傾向は一致しており，比較的高比抵抗地帯としては次の区域があげられる。

1) 「リ—1」～「チ—4」にかけての区域

2) 「ヘ—2」～「ヘ—4」にかけての区域

以上の 1)，2) は第2図でわかるように，地形の高い地帯である。

3) 「ヲ—8」～「カ—10」にかけての区域

これは地形の高い地帯のうち，とくに露岩の多い地帯である。

4) 「カ—1」付近

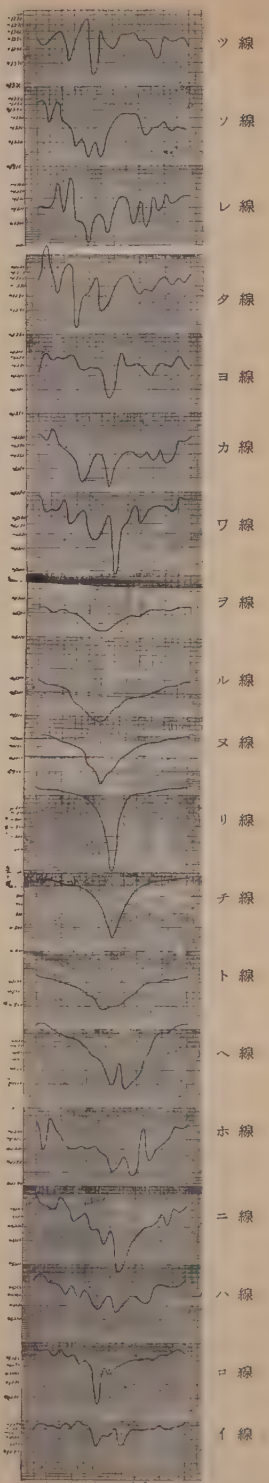
これは地形的には変化はないが，ちようど川淵の露岩地帯に相当し，とくにその川幅が広くなつていて，露岩面積も広い地帯である。

流電電位

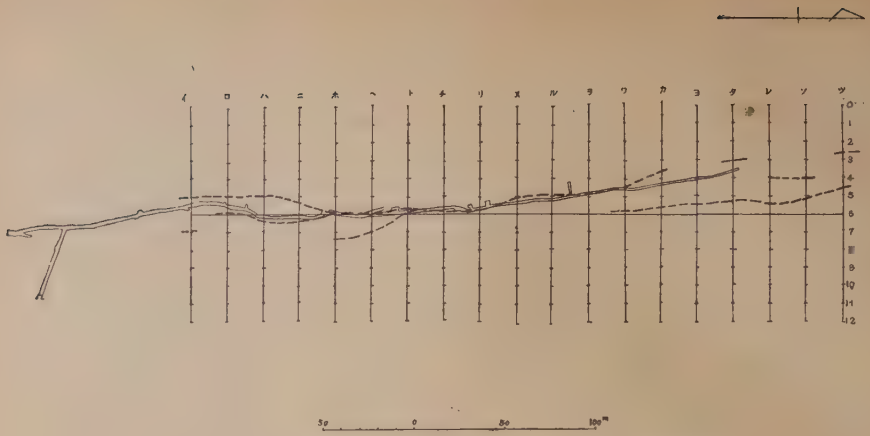
この測定電位の各測線ごとの断面図は，第7図の通りで，各測線での電位の高い点を結ぶと図のように一連のものとなり，この一連の高電位線を平面図に移すと第8図のようになる。

この図でわかるように，この高電位線は鏈押坑道の中央部ではその位置の真上に現われているが，「イ，ロ，ハ，ニ」の測線では2つに分岐して現われている。「ワ，カ，ヨ，タ，レ，ソ，ツ」の測線では現在の坑道延長線上にはなくなり，東方に約 10～15 m ずれて現われていることがわかる。

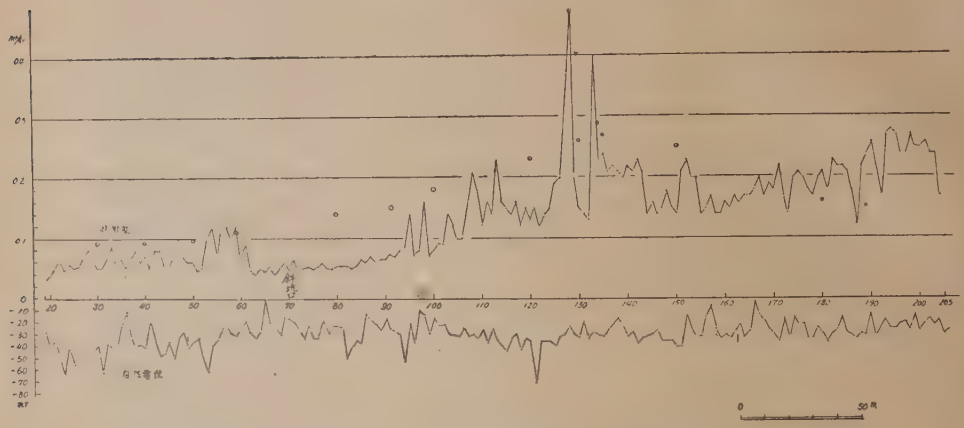
放射能探査



第7図　八坂鉱山流電電位法結果断面図
I=100 mA　鉱体 ⊙ 極



第 8 図 八坂鉱山流電電位法による尖頭電位連結線と坑道との関係位置図



第 9 図 八坂鉱山坑内自然電位・放射能断面図 ◉は空気の放射能強度

地表において表土を 30 cm 程度掘つて各測点での放射能強度を測定したが，なんら注目すべき異常は認められなかつた。

坑内の測定

坑内では自然電位および γ 線強度の測定を行なつた。この結果は第 9 図の通りで，20 は立入坑道が鏈にあたつた地点，No. 20～205 はすべて銅脈または緑泥石脈に沿つた坑道である。とくに No. 100 から奥はほとんど全部緑泥石脈のみになつている。下の曲線が自然電位法の結果で No. 25～30 および No. 45～55 にわたつてごくわずかに負電位が大きくなつているのは，銅の採掘跡に相当している。

以上の結果は，放射能測定の結果で，斜坑口より奥になると次第に放射能強度が強くなり，最も奥では 0.2 mR/hR 以上になつている。

この漸移的な放射能強度の増加のほかに，No. 58, 110, 128, 140, 153, 200 のおのおのの付近は割合急激な放射能強度の異常が現われている。◉印は坑道中央で測定した空気の放射能強度を示しているが，坑道の奥を除けば，一般に脈にヘッドをつけて測定したときより大きい放射能強度を示すことがわかる。

6. 八坂鉱山調査結果の考察

自然電位法の結果(第 4 図参照)

大体負異常地帯は，地形の高い部分に相当している。しかし高い地形のところが，全部負異常を現わさないので，地形の影響というより，花崗岩の変質によつて地形を左右しているような場所が，負異常を示していると考えられる。

比抵抗法の結果(第 5，6 図参照)

高比抵抗地帯は，一般に，やはり地形の高いところに相当していて，露岩の多いところがとくに高比抵抗を示している。

そして，高比抵抗地帯は自然電位の負異常と完全には一致していない。それは自然電位が花崗岩の変質に関係

し，高比抵抗地帯は岩質および露岩状態とに関係していることによる相違と考えられる。

流電電位法の結果

第8図でわかるように中央部の結果は銅・粘土脈の既知の部分とほとんど一致している。したがつて，この高電位尖頭線はその脈の鏃先の追跡ができる可能性があることがわかる。したがつてこの図から考えて，ワ線より北方の鏃先は現在の探鉱坑道より東方に，10～15 m ずれているのではないかと推定される。また「イ，ロ，ハ，ニ」線では高電位線が2本に分岐しているので，平行脈がもう一本 10～15 m 西方にある可能性があるように考えられる。

坑内の測定結果は第9図の通りであるが，測定にさいしヘッドを坑壁の脈に押しあてて測定すると，その放射能強度は空気中の放射能強度より下ることから推定して，この異常はラドンによる影響が加わつているものと考えられる。

また測定中ヘッドのよごれを布でふくと放射能強度が下るので，坑道の壁が放射能的に汚染されていることがわかる。とくに坑道の奥はこの傾向が強いことがわかつた。もちろんこの結果は1回1回，測定ごとにヘッドの汚れを布でふきとつて測定したものであるが，各測点の値は坑道壁の汚染による放射能強度も添加されていることは否定し難い。とくに坑道の奥の方が漸次放射能強度が強くなるのは，ヘッドの汚染状態から考えて，壁の汚染による影響と考えられる。これらの漸増傾向とは別に No. 58, 97, 111, 138, 152, 159 付近の強い放射能異常地帯は明らかに異常と考えられ，とくに中央部の No. 138 を中心とする地区はその異常が顕著である。

7. 銅谷鉱山調査結果

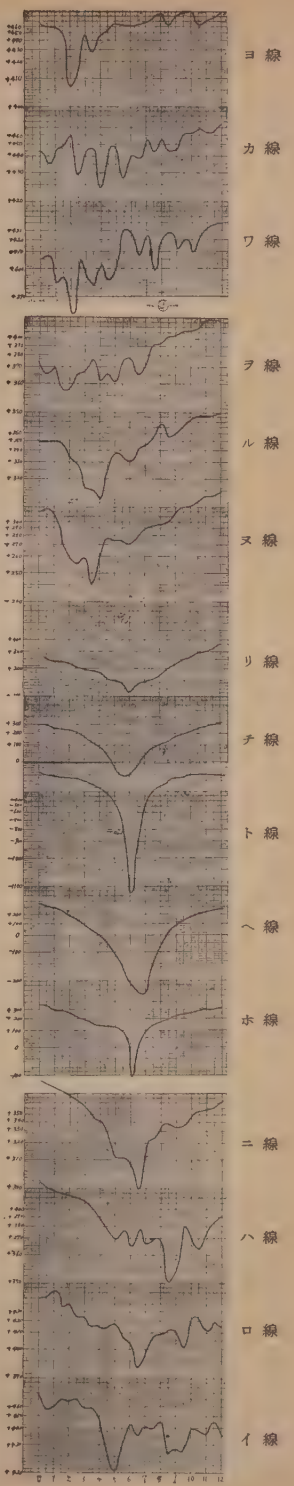
自然電位法

第10図のように調査区域の南端部と北東端とに負異常地帯が現われている。これらの異常のうち南端部の異常は地形が高いほど負異常も大きくなつている。北東端の異常も全般的には地形の高いところに異常が現われているが，そのなかを部分的にみると「ヨ—6」から「ヲ—6」にかけて現われている異常は，割合に地形に左右されているようであるが，「ワ—8」から「カ—8」にかけて現われている負異常の方は，地形の斜面に現われている。

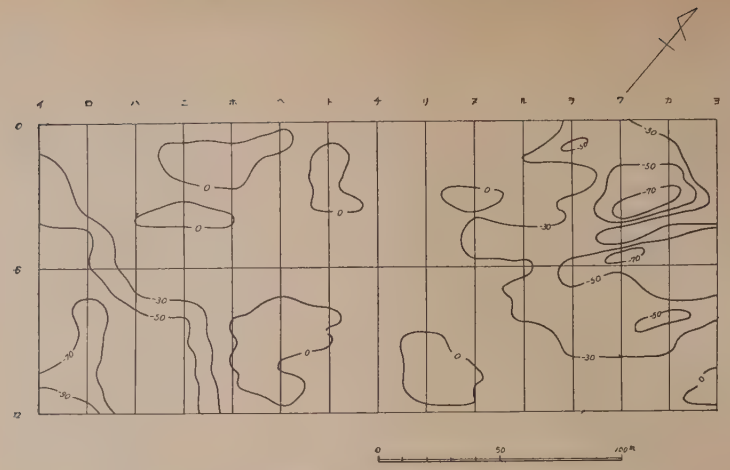
比抵抗

この結果は第11図に電極間隔 10 m，第12図に電極間隔 20 m の場合を平均3極法によつて示している。

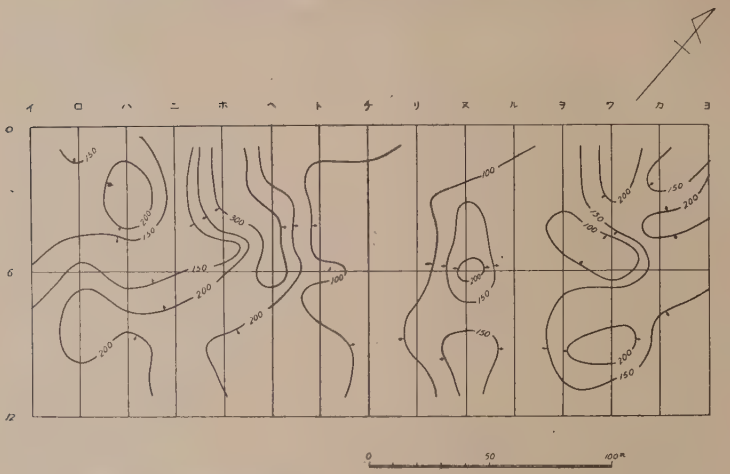
両結果は大体に似通つたもので，地形の高い区域すなわち「ホ—2」～「ヘ—6」付近に相当する中央の高地形をなす地帯，「ロ—8」付近を中心とする南部の高地形の地帯，



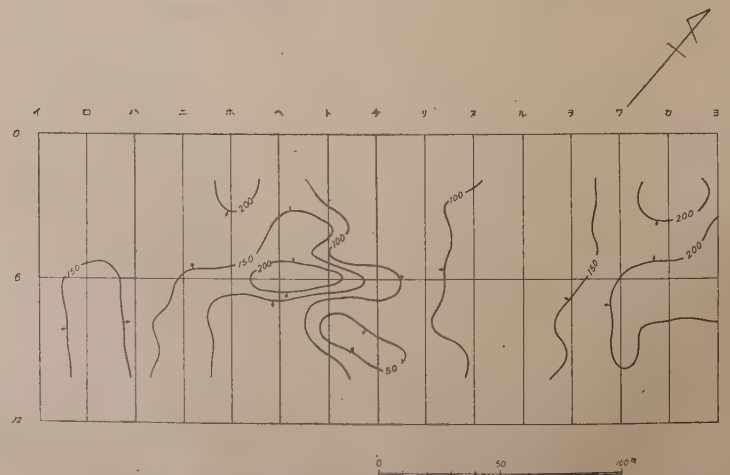
第 13 図　銅谷鉱山流電電位結果断面図
I＝100 mA　鉱体⊗極



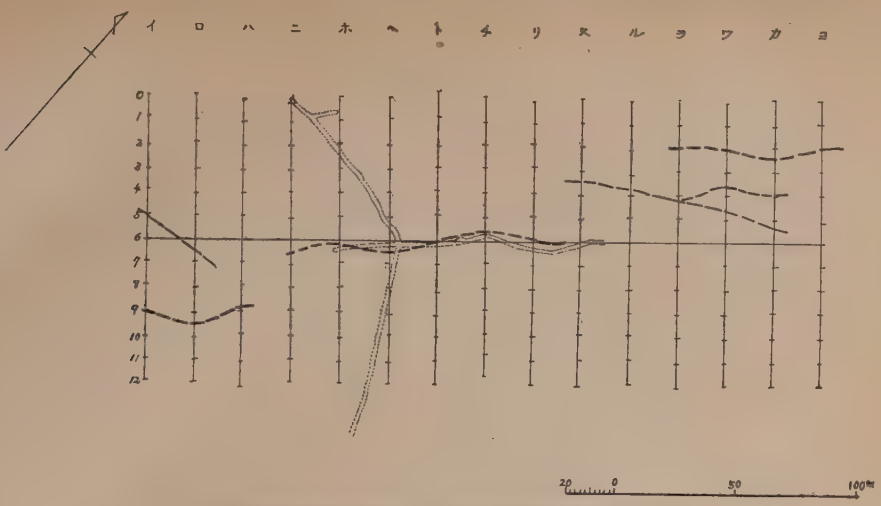
第 10 図　銅谷鉱山自然電位分布図　単位 mV



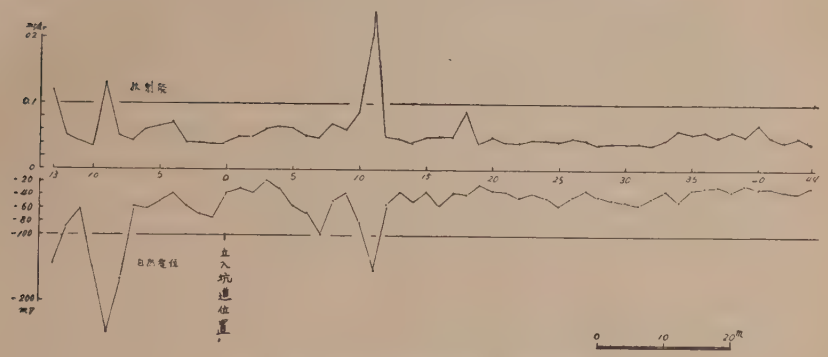
第 11 図　銅谷鉱山比抵抗分布図　平均 3 極法　a＝10m　単位 kΩ-cm



第 12 図　銅谷鉱山比抵抗分布図　平均 3 極法　a＝20m　単位 kΩ-cm



第 14 図　銅谷鉱山流電電位法による尖頂電位連結線と坑道との関係位置図



第 15 図　銅谷鉱山 1 号坑自然電位・放射能断面図

「ヨ—6」付近を中心とする北東端の高地形の地帯が高比抵抗を示している。たゞ a＝10 m においては局所的に「ハ—3」,「ワ—9」,「ワ—1」,「ヨ—3」,「ヌ—6」などの高比抵抗の地帯がある。電極間隔 20 m では，局所的に「カ—3」付近に高比抵抗の地帯がある。

流電電位

各測線ごとの電位断面は第 13 図に示す通りで，各測線での電位の高い点を結ぶと数本の異常線が現われる。これは鏈押坑道の平面図に移すと第 14 図のようになり，両者を照合すると，中央の「ホ線付近より，リ線付近」までは，大体，現在の鏈押坑道の位置と一致しているが，「ヌ」線より北東部は顕著な変位を示して，図のように北西に約 20 m 位ずれて現われている。しかも「ヲ，ワ，カ，ヨ線」と進むにつれて 2 本から 3 本と分離している。

また，「ニ」線から南西部の線は，図のように 2 つに分かれて現われている。

放射能探査

地表からは各測点において約 1 尺ほど表土を掘つて測定したが，なんら異常らしきものは認められなかつた。

坑内の測定（第 15 図参照）

坑内では八坂鉱山と同様に自然電位法と放射能探査とを行なつた。この結果を第 15 図に示す。0 番はちようど立入坑道が鏈にあたつた位置で，これより南西に 26 m と南東に 88 m の探鉱鏈押坑道がある。

自然電位法の結果は図の下に書いた通りで，立入より南西側の No. 9，13 および南東側の No. 7，11 付近が割合顕著な負異常を現わしている

放射能測定結果は図に示しているが，大体同じ場所に現われていることがわかる。

8. 銅谷鉱山調査結果の考察

自然電位法の結果（第 10 図参照）

この結果は大体に，八坂と同様に地形の高いところに

現われているが，「ワ—8」から「カ—8」にかけての異常は地形とも関係なく，鉱化作用による異常の可能性も考えられる。

比抵抗法の結果（第 11，12 図参照）

大体において地形の高い区域は，概して高比抵抗を示しているが，そのほかに，地形の出張つたようなところがいくぶん高比抵抗を示しているようで，地形を左右する岩質や，表土の被りの厚，浅による影響が大きくきいているように考えられる。

流電電位法の結果

第 14 図でわかるように電位の尖頭を連ねた線は，鏑押坑道の位置とは，大体によく合致しているが，その両側の延長上ではいずれも相当ずれて現われているので，鏑先は，この尖頭線に沿つて，ずれて存在する可能性があるように考えられる。とくに「カ—4」付近で鉱脈の露頭らしきものを発見することができたので，この尖頭電位の線は，今後探査をすゝめるべきであろう。

坑内の測定結果は，すでに採掘跡の数カ所において放射能と自然電位の負異常とが一致して現われたので，ウラン鉱物は黄銅鉱等に一緒に分布する傾向があることがわかるが，その範囲は第 15 図のようにきわめて狭い部分であつた。

9. 結　論

1) 八坂鉱山は坑内からの調査では，放射能強度の割合強い部分が多いうえに，奥に行くほど汚染によると推定される放射能異常が大きくなる傾向にあるので，今後の探査にはこの点よく注意して探査すべきであろう。

坑道内奥部の調査には，流電電位法によつて鏑先の可能性があると推定されたような場所を，おもに探鉱する必要がある。

2) 銅谷鉱山は坑内での放射能強度分布からみて，その規模は小さいようであるが，鉱脈としてならば流電電位法でその鏑先らしきものを探知したので，この尖頭電位の線を探査する必要がある。

3) このように花崗岩のなかに細い銅—緑泥石脈のように，電気的に良導体がある場合の探査は，今後いままでの電気探査法のほかに流電電位法を併用することによつて，一層効果をあげることができると考えられる。

（昭和 33 年 12 月調査）

551.781(522.1) : 550.835+550.85

筑豊炭田飯塚地区南部の古第三系放射能強度調査報告

長浜春夫*

Reconnaissance Survey on Radioactivity of the Paleogene Sedimentary Rocks in the Southern Part of the Iizuka District, Chikuhō Coal Field, Fukuoka Prefecture

by

Haruo Nagahama

Abstract

The surveyed area is located at the central part of Fukuoka prefecture in the northwestern Kyūshū.

Special attention was given to the Paleogene sedimentary rocks overlying unconformably upon the granitic rocks and the Paleozoic formations.

The Paleogene sedimentary rocks are divided into five formations in ascending order as follows: the Oyake formation, the Sanjaku-goshaku formation, the Taketani formation, the Uwaishi formation and Ideyama formation.

Surface examination using a portable Geiger counter indicated no remarkably abnormal radioactivity in the surveyed area. The average degree of anomalous radioactivities of the formations is ranging from 1.18 to 1.37 times greater than the value of the background count. On the other hand, that of anomalous radioactivity of the basement granitic rocks is 1.81 times greater than the value of the background count. Besides it was found that the average degree of anomalous radioactivities of conglomerate and sandstone is greater than those of other sedimentary rocks in Tertiary formation.

要　旨

昭和33年度に当所で行なつた自動車放射能探査[5]の結果を参考とし，福岡県山田市およびその周辺においておもに古第三紀層中の放射能強度を測定した。

今回調査した範囲は，福岡県山田市・大隈町・田川市・稲築町・桂川町および飯塚市地内で，東西約 10 km，南北約 12 km の地域である。

この調査地域の東縁部はそれぞれ断層をもつて古第三紀層と基盤岩である花崗岩類および古生層とが相接し，南西縁部はおゝむね不整合関係をもつて基盤岩上に古第三紀層が累重している。これら基盤岩類の上に堆積した古第三紀層が調査範囲の大部分を占め，その大部分は直方層群で，一部は引き続いて堆積した大辻層群である。直方層群は下位から大焼・3尺5尺・竹谷・上石の4累層に分けられ，大辻層群は同層群の最下位層の出山累層のみである。

今回の調査に使用した器械は携帯用ガイガー計数器で，その型式は医理学研究所製 DC-P 3型である。

調査の方法は地表における岩石の自然露頭において放射能強度を測定したもので，放射能強度の表示には岩石の放射能強度の計数値を山田市大橋における自然計数値で割つた値をとつた。

この調査地域内の放射能は，一般に基盤岩の花崗岩類よりも低く，とくに著しく高い地層はみいだされなかつたが，しいて高い計数値を示した地層は，大焼・出山両累層の一部にのみみられた。

1. 緒　言

1.1 調査の目的

自動車放射能探査の結果，本調査地域の東西両地域の基盤岩類(花崗岩類)に放射能強度が高い部分があることが知られたので，その上にのつている堆積岩層中の放射能強度の調査を行なつた。

1.2 調査員および期間

調　査　長浜春夫

調査期間　昭和34年2月23日～3月20日

1.3 使用測定器

今回の調査に使用した測定器はガイガー計数器で，医理学研究所製 DC-P 3型である。

* 燃料部

1.4 調査の精度

地理調査所発行の５万分の１地形図により一応地質概査を行ない，これとともに各地層の自然露頭において岩石の放射能強度を測定した。

調査にあたつて，この地域の地質図については九州炭礦技術連盟発行の飯塚地区地質図[3]を参考にし，また三井鉱山 K.K. 山野鉱業所石原寿二氏[2]から御教示を受け現地では三菱および三井鉱山の方々の協力を受けた。ともに深く謝意を表する。

2. 位置および交通

本調査地域は福岡県のほゞ中部にあつて，山田市の大部分と稲築町・大隈町・飯塚市・田川市および桂川町などの一部を占めている。調査地域内には大きな稼行炭鉱が多数あるために鉄道の引込線も多く，また道路もきわめてよく発達し，交通の便は非常によい。

3. 地　形

本調査地域内の地形は，構成する岩石に支配されることが多く，古生層・花崗岩類・第三紀層および火山岩などによつて，それぞれ特有な地形を呈している。すなわち古生層の分布する金国山・船尾山付近の地形はやゝ急峻で高く，花崗岩類および第三紀層の分布する大部分の地域は緩やかな起伏をなしている。なお碓井町や上山田東方の摺鉢山などのように，玄武岩からなる孤立した山もみられる。

本調査における河川のおもなものに，ほゞ地層の走向に近く流れている嘉麻川がある。

4. 地 質 概 説

本地域を構成している地質系統は，沖積層を除いて，古生層および花崗岩類からなる基盤岩と，その上に重なる古第三紀層と，これらの地層を貫く玄武岩からなつている。また古第三紀層はこれら基盤岩類の上に不整合につつて広く分布し，下位から大焼累層・３尺５尺累層・竹谷累層・上石累層・および出山累層の５層からなつている。

4.1 基盤岩類

本地域の古第三紀層の基盤をなすものは，古生層およびこれを貫く花崗岩類である。

古生層：本調査地域においては，東部の金国山付近，西部の長谷山付近と飯塚市東方の一部に分布している。本層は広域変成作用による結晶片岩で，主として黒雲母片岩と緑色片岩である。いずれも顕著な片理が発達する。前者は石英・斜長石・黒雲母・石墨および絹雲母などから構成され，後者は緑色角閃石・斜長石・透輝石およびざくろ石などから構成される。このような結晶片岩のほかに石灰岩および珪岩がみられる。

花崗岩類：本地域の南東部から南部および飯塚市の東部にかけて広く分布し，第三系の基盤をなしている。本岩類は主として中粒の黒雲母角閃石花崗閃緑岩で，少量の黒雲母花崗岩もみられる。鏡下でみると黒雲母花崗閃緑岩，主として斜長石・石英・緑色角閃石・緑色～褐色黒雲母および少量のカリ長石からなり，角閃石はポイキリティック組織を示している。

4.2 古第三紀層

1) 大焼累層

分布地：大隈町東方および西方，桂川町および飯塚市浦田付近

層　厚：100～300 m

本累層は基盤岩を不整合に覆つて，主として暗灰～紫赤色泥岩・灰白色砂岩からなり，暗灰色砂質泥岩と灰白色礫岩を挟む厚互層である。これらの岩石中に５枚の稼行炭層と２枚の薄炭層と，ときに珪化木などが含まれている。

2) ３尺５尺累層

分布地：山田市上山田・碓井町野口および桂川町土師付近

層　厚：150～250 m

本層は口春上石炭層直上の泥岩から上２尺炭層直上までの地層で，下位の大焼累層に整合にのり，個々の岩相変化は走向方向に著しい。

主として暗灰色泥岩および灰白色砂岩からなり，暗灰色砂質泥岩および灰白色礫岩を挟む厚互層で，その間に約７枚の炭層が挟有されている。

3) 竹谷累層

分布地：山田市木城より稲築町漆生，碓井町石井および桂川町八王子付近

層　厚：75～120 m

本層は上２尺炭層直上の泥岩から，漆生８尺炭層上の泥岩までの地層で，下位の３尺５尺累層とは整合関係にある。

主として灰白色砂岩および暗灰色泥岩からなり，灰白色砂質泥岩および灰白色礫岩を挟む厚互層で，その間に２枚の炭層を挟み，夾炭層中最も炭層の数が少ない。

4) 上石累層

分布地：山田市下山田から稲築町鴨生・黒田，桂川町八王子付近

層　厚：500～600 m

本層は漆生８尺炭の上盤をなす泥岩の直上から鴨生小舟炭層上約 50 m 付近にある厚い泥岩層の直上までの地層で，下位の竹谷累層とは整合関係にある。

第 1 図　筑豊炭田飯塚地区地質図および放射能強度計数比図（九州炭礦技術連盟）

主として暗灰色泥岩および灰白色砂岩からなり，暗灰色砂質泥岩・灰白色礫岩の薄層を挟み，その間に 4 枚の稼行炭層，多数の薄炭層と炭質泥岩が挟有される

なお本累層の下半部に上山田化石層があり，下記のような貝化石の産出が知られている[2]。

Ostrea sp.
Cardita sp.
Polinices sp.
Cultellus sp.
Corbula subtumida NAGAO
Cyclina sp.

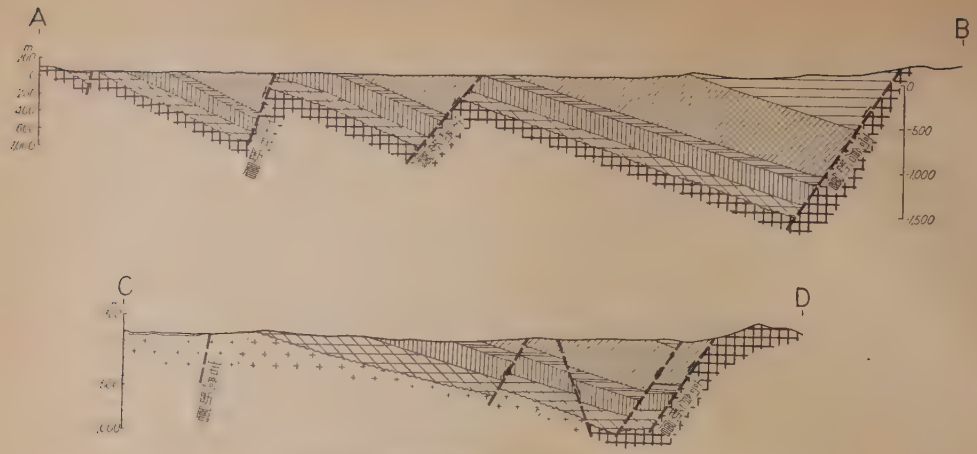
5)　出山累層

分布地：主として庄内村，一部稲築町岩崎

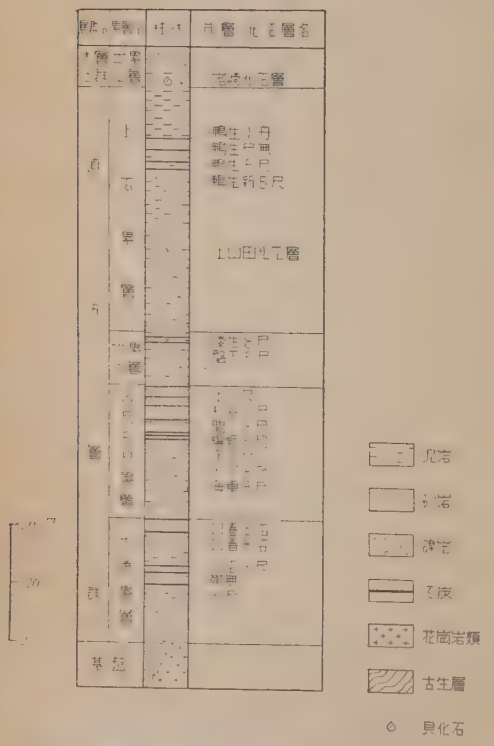
層　厚：600 m＋

本層は大辻層群の基底層で松下久道[5]によれば下位の上石累層とは不整合関係にあるとされ，上部は断層によつて切断されているために本調査地域内では露出していない。

なお本調査地域内での観察したかぎりにおいては，松下久道の不整合の事実はみあたらなかつた。



第 2 図 地質断面図（九州炭礦技術連盟）



第 3 図 船越町付近地質柱状図（三井鉱山山野鉱業所資料による）

本層の岩質は上石炭層上部ときわめて類似し，主として灰白色砂岩・灰白色礫岩からなり，暗灰色泥岩は比較的少なく，また粗悪炭を数枚挟む。礫は分級不完全で，大小の礫が交雑する。これらの砂岩・礫岩層は尖滅するを常とし，そのうえ偽層の発達著しく，また泥質部は風化すると帯紫赤色を示す特徴がある。

本層の基底付近に岩崎化石層があり，次のような貝化石の産出が知られている[2]。

Orthanlax sp.
Turritella sp.
Ostrea sp.

5. 火 成 岩

火成岩には岩床と岩脈とがあり，とくに第三紀層中の石炭層付近に迸入しているものは，いわゆるドンと呼ばれている。なお地表で採取したものには，橄欖石玄武岩と橄欖石輝石玄武岩とがみられた。

6. 地 質 構 造

本調査地域の東縁は断層をもつて古第三系と基盤岩とが相接し，西縁は不整合関係をもつて基盤岩上に古第三紀層が累重している。この古第三紀層は走向 N10～40°W，傾斜 15～20°NE の単斜構造を示し，向斜軸付近においては緩となり，この向斜軸をすぎると 40～70° の急傾斜となる。本地域の東縁に近い断層とほゞ平行して向斜軸があり，各層ともこれに向かつて傾斜している。また地層は平恒断層・岩崎断層などの走向断層（いずれも正断層）によつて反覆露出している。さらに東縁の断層とほゞ平行する小断層がいくつか発達し，これらの小断層もほとんど正断層のようである。

7. 放射能強度分布 第 1 図参照）

7.1 調 査 方 法

上記の基盤岩類および第三系，とくに後者に含まれる放射能鉱物の分布状態を知るために，各岩層の自然露頭において放射能強度を測定した。

測定方法はいずれも自然露頭において G-M 管と露頭面との距離を常に一定（約 9 cm）に保ち，3 分間の計数値

を測定した。自然計数値の測定は調査期間中毎朝山田市大橋の宿舎において，計数値を3分間測定した。計数比はこれら2つの値から計算したものである。

7.2 測定結果

調査地域内の各測定地点における放射能強度としては，その地点における計数値の自然計数値に対する比率，すなわち計数比で示した。測定結果は第1図に示すように，各測定地点における計数比を0.7以下，0.70～0.99，1.00～1.29，1.30～1.59，1.60～1.89，1.90～2.19および2.20～3.30の7段階に分けて地質図に示した。

測定結果を各累層，岩質別にまとめると第1表および第2表のようになる。

第1表　地層別平均計数比一覧表

地層名	計数比	計数値個数
出山累層	1.37	64
上石累層	1.22	142
竹谷累層	1.20	42
3尺5尺累層	1.18	79
大焼累層	1.28	112
花崗岩類	1.81	43
古生層	1.06	18

1) 古生層

古生層については測定した18地点の平均計数比は1.06で最も低い。

2) 花崗岩類

本岩類について測定した43地点の計数比の平均は1.81である。また最も高い計数比は，本調査地域の西方浦田・大郎丸付近における3.30である。

3) 大焼累層

本層について測定した112地点の計数比の平均は1.28である。またこれを粒度の差でみると，その計数値に多少の差異がある。すなわち泥岩～細粒砂岩において低いが，粗粒砂岩・礫岩になるにつれてその計数比が高くなる傾向がある。

4) 3尺5尺累層

本層について測定した79地点の計数比の平均は1.18で，下位の大焼累層よりやゝ低い。またこれを粒度の差でみると，その計数値に多少の差異がある。すなわち一般に泥岩において計数値は低く，粗粒砂岩・礫岩になるにしたがつて高くなる傾向があることは大焼累層の場合と同様である。

5) 竹谷累層

本層についての測定した42地点の計数比の平均は1.20で，下位の3尺5尺累層とほゞ同じ数値を示している。またこれを粒度の差でみるときは第2表に示すように前述した2累層(大焼・3尺5尺)と異なつて泥岩と礫岩との計数値が同じ値を示し，粒度の差に関係しない。

第2表　地層別・岩質別平均計数比一覧表

地層名	岩質	計数比	計数値個数
出山累層	泥岩	1.20	10
	細粒砂岩	1.59	5
	中粒砂岩	1.27	10
	粗～粗大粒砂岩	1.48	20
	礫岩	1.34	17
上石累層	泥岩	1.24	37
	細粒砂岩	1.21	13
	中粒砂岩	1.21	26
	粗～粗大粒砂岩	1.25	27
	礫岩	1.26	30
竹谷累層	泥岩	1.24	16
	細粒砂岩	1.18	5
	中粒砂岩	1.39	4
	粗～粗大粒砂岩	1.02	6
	礫岩	1.24	9
3尺5尺累層	泥岩	1.10	19
	細粒砂岩	1.18	4
	中粒砂岩	1.31	9
	粗～粗大粒砂岩	1.23	30
	礫岩	1.25	10
大焼累層	泥岩	1.17	27
	細粒砂岩	1.15	6
	中粒砂岩	1.46	5
	粗～粗大粒砂岩	1.37	45
	礫岩	1.32	20
	松岩	1.17	4
	石炭	0.91	15
	炭質泥岩	1.18	14
	泥岩	1.19	109
	砂〃岩	1.28	212
	礫岩	1.32	89
	凝灰岩および凝灰質岩	1.11	24
	玄武岩*	1.50	11
	花崗岩	1.81	43
	石灰岩	0.93	2

* この玄武岩が高い値を示した理由についてはまだ不明である。

6) 上石累層

本層について測定した142地点の計数比の平均は1.22で，下位の竹谷累層とほゞ同じ数値を示している。またこれを岩質的の差からみても，ほとんどその差が認めら

れない。

7) 出山累層

本層について測定した64地点の計数比の平均は1.37で，第三系の累層中最も高い数値を示している。またこれを粒度の差でみると，泥岩は低く，砂岩・礫岩は一般に高く，最も高い数値を示すものは細粒砂岩(1.59)である。

なお測定した岩石を岩質および粒度などからみると，計数値に多少の差異がある。すなわち岩質からは花崗岩・礫岩・玄武岩は高く，凝灰岩・凝灰質岩・炭質泥岩・石炭・泥岩・石灰岩などは低い値を示している。また粒度からは一般に粗粒なものは高く，細粒なものは計数値が低くなる傾向がある。

8. 結 語

本調査の結果とくに精査の必要となるような放射能強度の高いところを発見することはできなかつた。しかし岩石の放射能強度を岩質および粒度などからみれば，それらの値は互いに多少の差異のあることがわかる。

(昭和 34 年 2 月～3 月調査)

文 献

1) 稲井信雄・広渡文利：福岡県田川郡下真崎のウラン鉱の産状，鉱山地質，Vol. 7, 1957
2) 石原寿二：三井山野地区の地質について，三井鉱山山野鉱業所鉱務課資料
3) 九州炭砿技術連盟：飯塚地区地質図，1957
4) 長尾 巧：九州古第三紀層の層序，地学雑誌，Vol. 40, 1928
5) 中井順二外2名：福岡県筑豊地区自動車放射能探査報告，地質調査所月報，Vol. 10, No. 1, 1959
6) 松下久道：九州北部炭田の地質構造，九大理学部研究報告地質学之部，Vol. 3, No. 2, 1951

概　　報

551.763+551.782(521.758) : 550.835+550.85

淡路島西淡町地域の堆積岩放射能強度調査報告

長　浜　春　夫*

Report on the Radioactivity of the Sedimentary Strata in the District of Seitan-chō, Southwestern Awaji Island, Hyōgo Prefecture

by

Haruo Nagahama

Abstract

The surveyed area is located at the southwestern part of the Awaji Island. The rocks in the area are composed of quartz-porphyry, Izumi group and Tsui formation.

The Izumi group covers quartz-porphyry with a clino-unconformity. The Tsui formation overlies the Izumi group and quartz-porphyry with a conspicuous clino-unconformity.

Surface examination using a portable Geiger counter indicated no remarkably abnormal radioactivity in the surveyed area.

The average degree of anomalous radioactivity of the sedimentary rocks is ranging from 1.16 to 1.31 times greater than the value of the background count.

On the other hand, that of anomalous radioactivity of the basement quartz-porphyry is 1.45 times greater than the value of the background count.

要　旨

淡路島西淡町地域において，おもに白堊系および第三系ないし第四系中の放射能強度を測定した。

今回調査した範囲は，淡路島南西端に位置する西淡町の大部分と福良町の一部で，東西約8km，南北約9kmの地域である。

この調査地域の北西縁部には，基盤岩の石英斑岩および和泉層群の基底礫岩層が分布し，その南東側には，和泉層群の砂岩・泥岩層が広く分布している。

津井層は主として地域の北西側，一部北東側に分布し和泉層群および石英斑岩上に不整合に堆積している。

今回の調査に使用した器械は，携帯用ガイガー計数器で，その型式は医理学研究所製 DC-P 3型である。

調査の方法は地表における岩石の自然露頭において，放射能強度を測定したもので，放射能強度の表示は，岩石の放射能強度の計数値を，西淡町西本村における自然放射能で割つた値をとつた。

この調査地域の堆積岩の放射能強度は，基盤岩の石英斑岩よりも低く，とくに著しく高い地層はみいだされなかつた

* 燃料部

1. 緒　　言

1.1 調査の目的

本地域に分布する地層は，白堊紀層の和泉層群と，第三紀層～第四紀層である津井層があり，これらの基盤岩としては，石英斑岩がある。これら諸層のなかの放射能強度の実態を知るためにこの調査を行なつた。

1.2 調査員および期間

調 査 員　長 浜 春 夫

調査期間　昭和34年1月12日～2月6日

1.3 使用測定器

今回の調査に使用した測定器はガイガー計数器で，医理学研究所製 DC-P 3型である。

1.4 調査の精度

地理調査所発行の2万5千分の1地形図により一応地質概査を行ない，これとともに各地層の自然露頭において，岩石の放射能強度を測定した。

調査にあたつては，この地域の地質について，東中秀雄および笹井博一の地質図を参考とした。

なおこの調査にあたつては，兵庫県商工課および西淡町役場の方々の協力を受けた。ともに深く謝意を表する

第 1 図 位 置 交 通 図

2. 位置および交通

第 1 図に示すように，本調査地域は淡路島の南西端にあつて，西淡町（旧津井村・旧伊賀利村・旧阿那賀村と旧福良町および旧湊町の一部）の大部分およびその周辺の一部を占めている。

本地域内の道路は狭いうえに悪く，交通はあまりよくない。なお本土からの交通として下記の方法がある。

1) 神戸 ⟶ 洲本 ⟶ 掃守 ⟶ 津井
船 電車 バス

2) 明石 ⟶ 岩屋町 ⟶ 洲本 ⟶ 掃守 ⟶ 津井
船 バス 電車 バス

3) 深日 ⟶ 洲本 ⟶ 掃守 ⟶ 津井
船 電車 バス

3. 地 形

本調査地域内は標高 200 m 内外の丘陵地帯である。地形は構成する岩石に支配されることが多く，津井層の基盤岩である石英斑岩および和泉層群はやゝ急で，津井層は平坦に近いところが多い。

本地域内におけるおもな河川には，播磨灘に注ぐ三原川と津井川とがある。

そのほかの小河川として若い津井層を深く削つて流れているものがめだつている。

4. 地 質

4.1 地質概説

本調査地域を構成している地質系統は，冲積層を除いて，石英斑岩からなる基盤岩と，この上に不整合にのる白亜紀の和泉層群と，これらの基盤上に不整合にのる鮮新～更新世と考えられている津井層とからなつている。

4.2 石英斑岩

本岩は調査地北西の播磨灘に面する海岸に沿つて分布し，灰色～赤灰色の風化面を有する岩体である。斑晶は石英・アルカリ長石および少量の変質した黒雲母の微斑晶からなり，基石はガラス質～微晶質である。

4.3 和泉層群

本層群は第 2 図に示すように，調査地域の大部分にわたつて広く分布する。本報告においては，今回の調査区域内に分布する和泉層群を便宜上仮に基底礫岩層と砂岩泥岩層とに分ける。

基底礫岩層は笹井博一[2]の津井基底礫岩層にあたるものである。また砂岩・泥岩層は本調査地域内に分布する和泉層群の基底礫岩層上に重なる地層のすべてをいう。

本層群の地質時代については，田中啓策ら[3]はヘトナイ世としている。

1) 基底礫岩層

分布地：川尻谷―七塚―木場を結ぶ細長い地域

層 厚：200～700 m

本層は第 5 図に示すように，前述した基盤岩での石英斑岩を明らかに不整合に覆つている。ほとんど亜円礫～円礫の石英斑岩の礫のみからなり，礫の大きさは大小種種で一定しないが，その大きなものは径約 1 m に達するものもある。なおほかにチャートの小礫を若干混じている。また膠結物は礫の構成物と同様な砂からなつている。

2) 砂岩・泥岩層

分布地：調査地南東の広い大部分の地域

層 厚：数千 m（見掛上の）

前述の基底礫岩層上に整合に重なる本層は，その南側に広く分布し，灰白色砂岩・暗灰色泥岩の互層で，まれに茶褐色の礫岩を挟む。

泥岩は多くの場合砂質で，微細な炭質物片らしきものを含み，また 20～30 cm の厚さの砂岩の薄層を挟む。なお本層の下部付近からアンモナイトが産出したことが知られている。

4.4 津井層

分布地：旧湊町南方，登立―東本村，丸山―旧伊賀利村下所付近

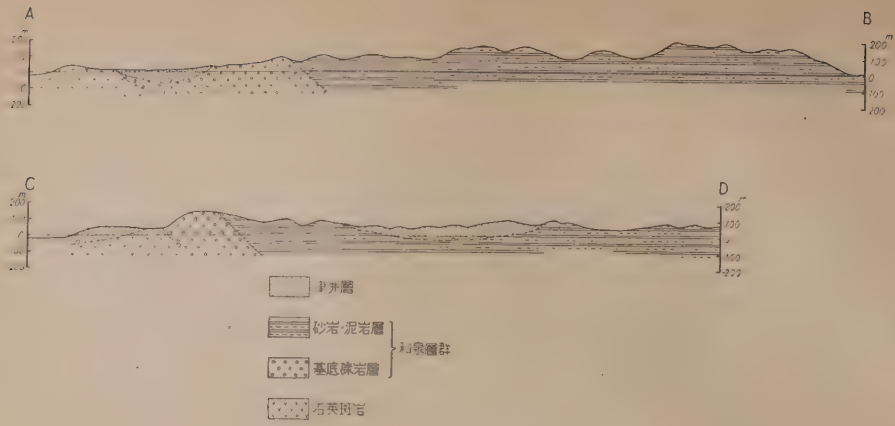
層 厚：約 100 m

本層は下位の石英斑岩および和泉層群のいずれとも不整合関係にあつて，これらの凹地を埋めるように堆積している。

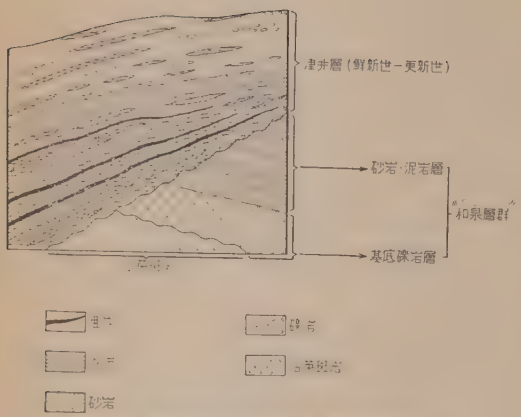
本層は泥岩・砂岩・礫岩からなり，木質亜炭およびまれに凝灰質粘土も挟む。

旧津井村地域の本層は下部の泥岩を主とする部分と，上部の砂岩あるいは礫岩を主とする部分とにほゞ 2 分されるようである。前者の泥岩を主とする地層のなかには，砂質粘土の部分があり，砂岩または小礫層の薄層を

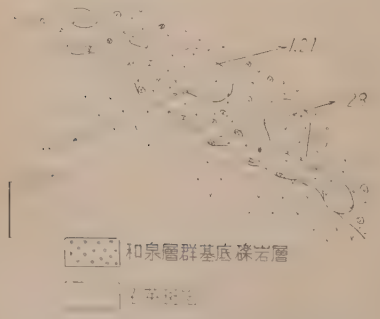
第2図　淡路島西淡町地域地質図および放射能強度分布図



第 3 図 地 質 断 面 図



第 4 図 津井地域地質模式断面図 (東中秀雄原図より)



第 5 図 西淡町丸山北北東約 160 m 道路側でみられる石英斑岩と和泉層群基底礫岩層との関係 (数字は放射能強度計数比)

挟有している。泥岩と砂質泥岩とは，同一層準内で急激に移り変わる。東中秀雄によると，この泥岩中には3枚の亜炭層があり，その最下位の亜炭層の下盤から *Anadonta* sp. を産出したことが知られている。後者の砂岩を主とする地層は，偽層が顕著に発達し，黄褐色の砂岩がその大部分を占め，一部に礫岩・砂質泥岩および泥岩の薄層を挟む。

前述した旧津井村以外の本層は，きわめて偽層が良く発達し，主として礫岩および泥岩からなり，僅かに亜炭片を含むが，その実態が明らかでない。

5. 地 質 構 造

石英斑岩と和泉層群とは，その接する付近において不整合関係にある。なおこれらの上に不整合にのる津井層は，石英斑岩と和泉層群との凹地を埋めるようにして堆積している。

白亜紀層の和泉層群は，大局的にみると北東－南西の走向を有し，傾斜 30～60° SW に傾く簡単な単斜構造を示し，見掛上その層厚数千 m を有するきわめて厚い地層のように見受けられる。なお津井層は偽層が著しく，走向傾斜も一定しないためにその構造も明らかでない。

6. 放射能強度分布

6.1 調 査 方 法

上記の石英斑岩・和泉層群および津井層に含まれる放射能鉱物の分布状態を知るために，各岩層の自然露頭において，放射能強度を測定した。

測定方法はいずれも自然露頭において G-M 管と露頭面との距離を常に一定 (約 9 cm) に保ち，3分間の計数値を測定した。自然計数値の測定は，調査期間中毎朝西淡町西本村の宿舎において，計数値を3分間測定した。計数比はこれら2つの値から計算したものである。

6.2 測 定 結 果

調査地域内の各測定地点における放射能強度としては，その地点における計数値の自然計数値に対する比率すなわち計数比で示した。測定結果は第2図に示すよう

第1表　地層別平均計数比一覧表

地層名	計数比	計数値個数
津井層	1.16	93
和泉層群 砂岩・泥岩層	1.26	225
和泉層群 基底礫岩層	1.31	26
石英斑岩	1.45	23

第2表　地層別・岩質別平均計数比一覧表

地層名	岩質	計数比	計数値個数
津井層	泥岩	1.12	33
	細粒砂岩	1.00	5
	中粒砂岩	1.06	6
	粗～粗大粒砂岩	1.14	14
	礫岩	1.27	23
砂岩・泥岩層（和泉層群）	泥岩	1.25	107
	細粒砂岩	1.27	48
	中粒砂岩	1.22	16
	粗～粗大粒砂岩	1.27	7
	礫岩	1.22	16

第3表　岩質別平均計数比一覧表

1）津井層

岩質	計数比	計数値個数
亜炭	1.01	6
凝灰岩および凝灰質岩	1.34	6
泥岩	1.12	33
砂岩	1.09	25
礫岩	1.27	23

2　和泉層群

岩質	計数比	計数値個数
凝灰岩	1.37	5
泥岩	1.25	107
砂岩	1.26	71
礫岩	1.22	16

に，各測定地点における計数比を0.80～1.04，1.05～1.29，1.30～1.54および1.55～1.75の4段階に分けて地質図に示した．測定結果を各層，岩質別にまとめると第1表～第3表のようになる。

1）石英斑岩

本岩については，測定した23地点の平均計数比は1.45で，最も高い。

2）和泉層群基底礫岩層

本層については，測定した26地点の平均計数比は1.31で，前述した石英斑岩より低い。

3）和泉層群砂岩・泥岩層

本層については，測定した225地点の平均比は1.26で，前述した基底礫岩層より僅かに低い。

4）津井層

本層については，測定した93地点の平均計数比は1.16で，最も低い。

以上からわかるように，放射能強度の計数比は下位の地層から上位の地層にゆくにしたがって，僅かながら低くなる傾向がある。

なお測定した岩石を地層・岩質および粒度からみると計数値に下記のような関係がある。

1）石英斑岩が最も高く，亜炭が最も低い。

2）凝灰岩・凝灰質岩は和泉層群・津井層ともに同値に近い計数比を示し，他の礫岩・砂岩・泥岩よりも高い。

3）和泉層群と津井層との計数比はその差が少ない。

4）津井層中の岩質的の差にはその差が認められるが，和泉層群のものについてはその差が少ない。

7．結　論

本調査の結果，とくに精査を必要とするような放射能強度の高いところは発見することはできなかつた。しかし調査の結果から地層の放射能強度の計数比は，下位の地層から上位の地層に向かつて僅かながら低くなる傾向がある。（昭和34年1月～2月調査）

文　献

1）東中秀雄：淡路炭田中部および南部地区調査報告　地質調査所月報，Vol. 2，No. 1，1951
2）笹井博一：淡路島の和泉砂岩層，地質学雑誌，Vol. 43，No. 515，1936
3）田中啓策・松本達郎・前田保夫：淡路島最南部の和泉層群，地学雑誌，Vol. 61，No. 2　684，1952

553.063 : 550.835+550.85 (521.85)

山口県柳井地区放射能強度概査報告

山田 正春* 清島 信之**

On the Geology and Radioactivity at the Yanai District, Yamaguchi Prefecture

by

Masaharu Yamada & Nobuyuki Kiyoshima

Abstract

The geology in this area is in descending order as follows :

Cretaceous——,	Biotite granite—Hiroshima type
"Ryōke type" Metamorphic rock group	Biotite granite—Kasazuka type
	Quartz diorite—Gamano type
	Mica schist
	Siliceous schist

Several granite pegmatite deposits occur in "Ryōke type" biotite granite and quartz diorite. These pegmatites are generally poor in radioactive minerals, however, autunite and monazite occur in the Sadamitsu deposits, and autunite and torbernite occur in the Ishii deposit.

More important is the tungsten-copper ore deposit of "Sō mine", located at Hirahata, Syūtō town, Kuga-gun, Yamaguchi prefecture. In this mine, the tungsten-copper-bearing quartz veins occur in the "Hiroshima type" biotite granite. The strike of vein is about N-S, and dips 50～70° westward. The principal ore minerals are wolframite, scheelite and chalcopyrite, associated with bornite, arsenopyrite, pyrrhotite and malachite. The average grade of ore is estimated at about 0.5% WO_3 and copper is locally enriched. Radioactivity of veins is 70～80 cpm in quartz vein, 80～100 cpm in greisen, and 45～60 cpm in granite, but the most heavy fraction of dressing concentrates shows 450 cpm.

要 旨

昭和31年9月，山口県柳井市および玖珂郡下に分布するペグマタイト鉱床および祖生鉱山の放射能強度概査を行なつた。

本地域の地質は，白堊紀末と推定されているいわゆる広島花崗岩と，領家変成岩類とからなる。領家変成岩類には，領家変成岩プロパーと，領家型片状花崗岩類があり，おのおの岩質によつてさらに細分されている。

祖生鉱山の鉱床は，広島型花崗岩中のグライゼン化帯を伴う気成型重石一銅一石英脈で，走向ほゞ南北，西に50～60° 傾斜する本鑓と，これに平行して東側に胚胎する鉱脈とがある。放射能強度は，母岩，グライゼン化帯，石英脈の順にやゝ高くなる傾向があるが，顕著な放射能異常は認められなかつた。しかるに選鉱精鉱では最大 450 cpm（テン型 G-M 計数管）の異常を確認した。

ペグマタイト鉱床は，いずれも領家型片麻状花崗岩類中に存在する脈状ペグマタイトで，石井鉱床・貞光鉱床のほかはきわめて小規模である。これらの放射能強度は貞光鉱床ではモナズ石・燐灰ウラン鉱が，石井鉱床では燐灰ウラン鉱および燐銅ウラン鉱が，それぞれ認められる部分に，局部的な放射能異常を認めるにすぎない。

* 鉱床部
** 四国駐在員事務所

1. 緒 言

中国地区の山陽側に広く分布する，白堊紀末のいわゆる広島型花崗岩中に賦存する気成～高熱水性鉱脈には，岡山県・山口県下ですでに放射能異常が知られ，一部にはウラン鉱物が発見されている。これらの状況から山口県玖珂郡周東町にある祖生鉱山を始め，その他柳井市北部地区に分布する石井鉱床ほか数カ所のペグマタイト鉱床について，昭和31年9月，地質鉱床および放射能強度概査を行なつた。

調査には5万分の1および一部2万5千分の1地形図を使用し，2，3のペグマタイト鉱床については，技術部測量課磯山功の実測地形図によつて調査した。

第 1 図 柳 井 地 区 地 形・地 質 図

本項中地質の概要，祖生鉱山等は山田が，ペグマタイト鉱床については清島がそれぞれ担当し，全般の取り纒めは山田が担当した。

調査にあたり，本地域の地質，とくに領家変成岩類について有益な助言を仰いだ広島大学小島教授，迎助教授および山口大学岡村講師に対し，深甚の謝意を表する次第である。

2. 位置および交通

本地域は山陽本線由宇駅の西方約 3 km の地点を東端とし，柳井市田布施町および玖珂郡由宇町・周東町にわたる東西約 12 km，南北約 7 km の範囲で，祖生鉱山は地域北端の玖珂郡周東町字平畑に所在する。

これらの各地に至るには山陽本線由宇駅・柳井駅および岩徳線玖珂駅からそれぞれバスの便がある。

3. 地 形

地域の東縁の山稜はおゝむね海岸線に沿つてほゞ南北に，また南縁ではおゝむね東西に弧状をなして発達する。地域内は四囲を標高 400～500 m の山稜に囲繞されて盆地状をなし，全般に風化の進んだ花崗岩地帯に特有な緩慢な地形を示し，中央部の低所には由宇川が東流し，南西部には南流する柳井川がある。

4. 地　質

本地域の地質については従来から多くの調査研究があり，とくに領家変成岩類についてはすでに卓越した見解が述べられているので，本項ではそれらの見解を中心として，短期の調査期間中に観察した概要を述べるに留める。

本地域の地質は白堊紀末と推定されているいわゆる広島型花崗岩，および領家変成岩類によつて構成されている

広島型花崗岩は地域内の主として中央部以北の西部に分布するが，これは一般に淡紅色のカリ長石を特徴とするおゝむね粗粒の黒雲母花崗岩である。岩体の周辺ではやゝ斑状を呈することがあり，またときに周縁岩体の同化によりやゝ閃雲花崗岩質となることもある。

領家変成岩類には，領家変成岩プロパーおよび領家型片麻状花崗岩類がある。地域内では中央部以北に前者に属する雲母片岩・珪質片岩が分布するが，以南には既版の資料によれば広範囲にわたつて縞状黒雲母片麻岩，および縞状珪質片麻岩が分布するとされている。

雲母片岩は泥質・粘土質または砂質の堆積岩源と推定されており，祖生鉱山の東部付近に優勢であるが，地域中央部ではチャート源と推定されている珪質片岩が優勢で，雲母片岩はほゞ東西方向に帯状をなして珪質片岩中に挟在されている。

領家型片麻状花崗岩類としては，地域内では貫入岩体とされている石英閃緑岩質片麻岩，および片麻状黒雲母花崗岩が分布するが，広島大学小島教授研究室では前者を蒲野型，後者を笠塚型と呼んでいる。

石英閃緑岩質片麻岩は，片麻状黒雲母花崗岩よりやゝ古いと考えられている。本岩は地域南部に分布し，片麻状構造はときに不明瞭なこともあるが，おゝむね顕著で，鏡下には斜長石・黒雲母・角閃石・石英などを主とし，その他燐灰石および磁鉄鉱を，また少量の風信子鉱を含有する。

片麻状黒雲母花崗岩は，前者のおゝむね北位にかなり広く分布する。おゝむね片麻状構造を呈するが，ときにやゝ不明瞭なこともあり，とくにペグマタイトの周辺ではこの現象が観察される　本岩は鏡下には斜長石・カリ長石・黒雲母・石英等を主とし，そのほか褐簾石・風信子鉱がやゝ多く含有されている。

5. 放射能強度の測定器具および方法

放射能強度調査には，測定器として Philips PW 4010 Pocket battery monitor (オランダ製 G-M 計数管) を使用した。測定方法は対象物に密着させて3分間計測して毎分の count (cpm) を算出した。

自然計数は宿舎において測定した値の平均値 35 cpm を得たが，鉱床付近の自然計数についてはおのおのの項に記載した。

6. 鉱床および放射能異常

6.1 祖生鉱山

本鉱山の調査はきわめて短期間に，放射能異常を主とし，地質鉱床についてはその概略を観察した程度であるので，以下その大略について記す。

6.1.1 鉱業権関係

鉱区番号　山口県採登　898号
鉱種名　金・銀・銅・重石・螢石
鉱業権者　広島県呉市本通7丁目1番地
　　魚住九平

6.1.2 位置および交通

本鉱山は山口県玖珂郡周東町平畑部落の東方約1kmの山腹(標高 300～330 m)に位置する。

現地に至るには次の径路による。

岩徳線玖珂駅—$\frac{\text{バス}}{5\,\text{km}}$—中村—$\frac{\text{徒歩}}{1.5\,\text{km}}$—平畑—$\frac{\text{徒歩}}{1.5\,\text{km}}$—現場

6.1.3 地形および地質

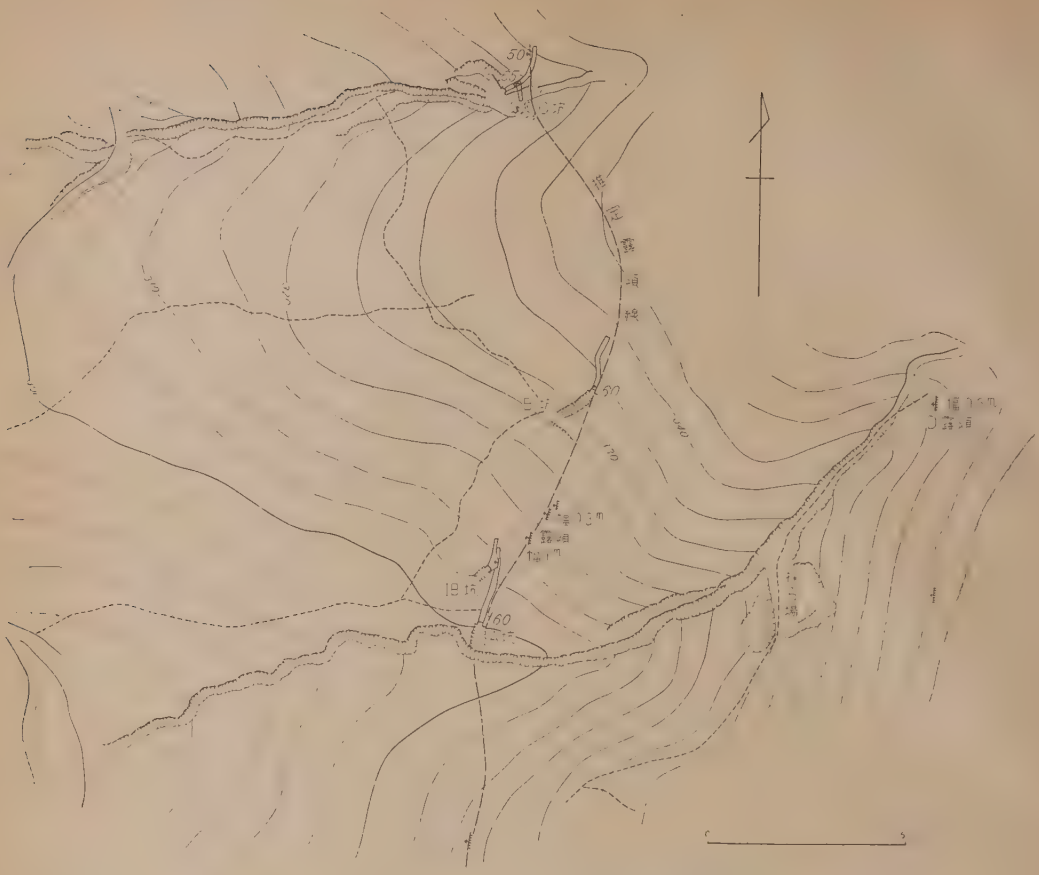
本地域は標高 500～650 m の山峰に囲繞されて盆地状をなし，これらの山峰より盆地に向かつて扇状地および崖錐の発達が顕著である。

本地域の地質は広島型黒雲母花崗岩および領家変成岩類の雲母片岩から構成され，局部的に崖錐堆積物がある。雲母片岩は黒雲母花崗岩上に「ルーフペンダント」をなし，またその熱的影響を受けて白雲母・紅柱石等の生成が認められる。本岩は地域内では走向 N50～60°E, 傾斜 20～40°SE を示す。黒雲母花崗岩はおゝむね中粒質のものが多いが，粗粒質およびやゝ細粒質の部分もある。また平畑部落南部には，N70～80°W, 傾斜 40～50°S を示す多数の小規模なアプライト岩脈が平行に分布するが，鉱床付近においても認められる。

6.1.4 鉱　床

鉱床は黒雲母花崗岩中の，グライゼン化帯を伴う気成型重石—銅—石英脈である。鉱脈は，A坑—旧坑—B坑—C坑に連続する一連のものと考えられ，ほゞ南北の走向を有し，西に 50～60° 傾斜する本鉱と，これに平行して東側に胚胎するD坑の鉱脈があり，本鉱には下盤側に走向断層を伴い断層粘土を挟在することがある。

本鉱は，脈幅 0.2～0.5 m で，グライゼン化帯を含めて最大1m 前後である。この本鉱は南からA坑，旧坑，B坑およびC坑の各坑によつて探鉱・採鉱を行なつている。鉱石鉱物は灰重石・鉄マンガン重石・黄銅鉱・斑銅



第 2 図 祖生鉱山露頭関係図(高島原図)

鉱等で一部に孔雀石および硫砒鉄鉱・磁硫鉄鉱もまれに存在する。黄銅鉱・斑銅鉱は石英脈中に鉱染状～塊状をなして胚胎することが多く,全般に鉱脈の北部に多いが,とくにC坑において顕著で既採掘の部分ではレンズ状～塊状をなして富鉱部を形成していたようである。重石鉱物は全般に鉱脈の南部に多い傾向がある。灰重石は全般に細粒をなして石英脈・グライゼン化帯中に平均して散在するが,鉄マンガン重石は中央部～北部で局部的にやや多く含有することがあり,とくにB坑にやゝ多い。B坑ではおゝねむ石英脈には鉄マンガン重石が,グライゼン化帯には灰重石が多い傾向がある。なお鉄マンガン重石はときにおゝむね鉱脈に直角方向に板状ないしやゝ針状をなして胚胎するのが観察されることがあり,灰重石は普通微晶をなすが,まれに1cm 程度の結晶を産したとのことである。

本鑛の脈品位は WO_3 0.5 %以下と推定され,手選によつて品位を上げて機械選鉱を行なつている。またC坑の銅鉱は富鉱部では Cu 10 %, Au 10～14 g/t, Ag 500～900 g/t を含有したとのことであるが,現在はかなり劣勢となつて引立付近では鉱脈は尖滅している。

D坑の鉱脈は走向ほゞ NS, 傾斜 80°W を示し,脈幅約 30 cm 以下の石英脈および 50 cm 以下のグライゼン化帯を伴い,平均して細粒の灰重石が少量散在する。脈品位は本鑛よりやゝ低品位と推定されるが,この鉱脈の鑛先は未探鉱である。

その他A坑の南部に,2,3 カ所グライゼン化帯を伴う石英脈があり,少量の灰重石が存在するが,これらはいずれも下盤に断層を伴うので本鑛の延長部と推定されるが,いずれ今後の探鉱によつて明らかにされるであろう。

6.1.5 放射能異常

現地での測定結果を要約すれば,鉱床付近の花崗岩は 45～60 cpm を示すのに対し,各坑とも石英脈で 70～80 cpm, グライゼン化帯では 80～100 cpm という結果を得た。この結果自然計数との比は花崗岩 1.5～1.7 倍,石英脈 2～2.3 倍,グライゼン化帯 2.3～3 倍という一般傾

向を得，とくに著しい異常は得られなかつた。しかし，その後本鉱山のテーブル選鉱によつて分級された各級の選鉱物について，広島駐在員事務所内で神戸工業株式会社製テン型 G-M 計数管によつて測定したところ，比重の大きい方に放射能が高く，最大 450 cpm (B.G. 45～50 cpm 当所内)を得た。この最も比重の大である精鉱について検討したところ，構成鉱物およびその容積比は，鉄マンガン重石 60～70 %，灰重石 30～40 %で，全般に灰重石の粒度が大きく 0.05～0.3 mm 程度に比較し，鉄マンガン重石は 0.03～0.2 mm 程度のものである。放射能の原因については，今後の研究によつて明らかにされるべき問題である。

6.2 ペグマタイト鉱床

本地域のペグマタイト鉱床は，いずれも領家型片麻状花崗岩類中に存在し，広島型花崗岩中にはその賦存をみない。

これらのペグマタイトは，石井鉱床および貞光鉱床のほかはきわめて小規模なものであるが，一部を除いていずれも片麻状黒雲母花崗岩中に胚胎する脈状ペグマタイトである。石井・貞光の鉱床はやゝ明らかな帯状構造を示すが，そのほかは明瞭な帯状構造を示さないきわめて小規模なものが数カ所に点在するにすぎず，放射性鉱物もまた放射能異常も全く認められなかつた。しかし，かつて石井および貞光のペグマタイトでは，珪石・長石を採掘されたことがあり，また燐灰ウラン鉱やゼノタイム等の産出が報ぜられているので，以下にそれらの概要について述べる。

なお片麻状黒雲母花崗岩 (平均 70 cpm) の方が石英閃緑岩質片麻岩 (平均 45 cpm) より放射能がやゝ高い。それは，前者の方が後者より，多くの風信子鉱や褐簾石を含有するためであろう。

6.2.1 貞光鉱床

本鉱床は走向延長約 60 m，最大幅約 12 m のレンズ状のペグマタイトで，走向はほゞ東西で，西端は北に急斜し，東部ではやゝ NW—SE は湾曲して急激に尖滅する。

このペグマタイトは顕著ではないが，おゝむね帯状構造を示し，中央石英帯および巨晶の石英・長石帯が過去に採掘された。

本鉱床付近の放射能強度測定によれば，母岩が 58～79 cpm, (平均 65 cpm) とやゝ高いが，これは前述の通り母岩中に含有されている風信子鉱や褐簾石の影響であろう。鉱床については，径 3～5 cm 程度の黒雲母が不規則に密集し，その分布密度が高い箇所ほど全般的に放射能強度が高い傾向がある。133 cpm および 91 cpm を示す部分があるが，この異常の範囲は下盤沿いに走向延長に 5 m，傾斜延長にも数 m 程度にすぎない。

坑内における放射能強度測定値は，要約すれば次の通りである。

母岩	上盤	69 cpm	
	下盤	71 〃	
ペグマタイト 外帯	上盤	45 〃	たゞし 100・240 cpm の 2 カ所の異常値を除く。(測点 11, 15)
ペグマタイト 外帯	下盤	49 〃	
ペグマタイト 内帯	石英塊部	31 〃	
ペグマタイト 内帯	長石塊部	59 〃	たゞし測点 41 の異常値 (105 cpm) を除く。
ペグマタイト 内帯	黒雲母脈	41 〃	

註：坑内自然計数 51 cpm

以上のうち異常値を示すのは 3 地点のみで，いずれもカリ長石を主とし，黝黒色石英を混じえ，また少量の黒雲母小片が散在する。長石中には処々に黄褐色のモナズ石を含有する。モナズ石はときに長径 1 cm 程度に達するものがある。また微量ながら燐灰ウラン鉱と推定される黄色の薄膜状の微細片も観察される。この 3 測点の放射能異常の原因が，これらの鉱物によることは明らかであるが，モナズ石の産出は前記 3 測点のみで単に標本的な賦存を示すにすぎない。

なお，1 測点 11 の採取試料についての化学分析結果は 0.072 %U である。(分析：望月常一)

6.2.2 石井鉱床

このペグマタイトは，走向ほゞ EW，傾斜 70°S で，東端では貞光鉱床と同様に SE に湾曲して走向 N55°W となつて尖滅する。規模は走向延長約 70 m で中央膨大部の最大幅員は 80 m に達し，レンズ状を呈する。ペグマタイトは明瞭な帯状構造を呈し，中心部の主として巨晶の石英・長石が過去において採掘され，採掘跡は東部と西部に 2 カ所の凹地をなし，最深部は約 20 m 掘下つている。

本ペグマタイト付近の母岩の片麻状構造は，ペグマタイトに近づくほど不明瞭となる。

なおこのペグマタイト中に，走向 N20°E, 傾斜 70°S および走向 N50°W, 傾斜 80°N で幅約 20 cm 程度の角閃岩様の岩石があり，この付近に径 1～2 cm の柘榴石の結晶が散在する。従来の研究によれば，領家型片麻状花崗岩中に輝緑岩源と推定される角閃岩様の捕獲岩の存在が報ぜられている。本岩は，多分塩基性火成岩源 (輝緑岩源？) の捕獲岩と推定されるが，異なる点は本岩がペグマタイト中に存在することである。

ペグマタイトの放射能測定結果は，要約すれば次の通りである。

母岩	45 cpm
角閃岩様岩石	46 〃

ペグマタイト｛外帯 62cpm（100 cpm 以上の6測点を除く）
内帯｛石英部 38 〃
長石部 57 〃

註：自然計数 33 cpm……山 麓
〃 47 〃 ……採掘跡

以上のように本鉱床の母岩もやゝ高く，ペグマタイトでは外帯が，また内帯では石英部より長石部の方がやゝ高い。

鉱床のうち自然計数の2倍以上の異常値を示す測点はいずれも外帯で，最高 300 cpm に及ぶがこれらの異常地点は6カ所で，いずれもおのおの走向方向に約2 m，幅約1 m，傾斜方向に数 m 程度の範囲である。この放射能異常を示す外帯は，石英および長石の小塊が混在し，葉片状黒雲母およびときに白雲母の小結晶が不規則に介在し，外観は褐鉄鉱の汚染あるいは粘土様物質が細隙を埋めている。かかる部分には通常長石に附着して径1 mm 内外の淡黄緑色を呈する燐灰ウラン鉱が点在する。

採取試料の分析例は次の通りである。

採取地点	U (%)
測点 8	0.012
測点 11	0.009
〃 25	0.008

(分析：望月常一)

7. 結 論

今回の調査範囲のペグマタイト鉱床は，石井・貞光の鉱床において，モナズ石・燐灰ウラン鉱・燐銅ウラン鉱が局部的に存在し，そのため一部にやゝ高い放射能異常を示すが，単にその存在を認めた程度であり，その他のペグマタイトはきわめて小規模で，放射能異常は認められない。

祖生鉱山の鉱床は，グライゼン化帯を伴う気成型重石—銅—石英脈で，選鉱精鉱に 450 cpm（自然計数 45～50 cpm）の放射能異常を確認した。しかしながら本鉱床は探鉱不充分で現在の段階では鉱床の全般が明らかにされていない。また放射能異常に関する鉱床学的・鉱物学的諸問題も今後の研究によつて明らかにされるべきであろう。 (昭和 31 年 9 月調査)

553.41+553.463(521.12) : 550.835+550.85

岩手県野尻鉱山周辺地域の放射能強度測定調査報告

関根 良弘* 小尾 五明*

Reconnaissance Radiometric Survey of the Nojiri Gold Mine and its Neighbourhood, Iwate Prefecture

by

Yoshihiro Sekine & Itsuaki Obi

Abstract

The scheelite-bearing gold quartz vein deposits of the Nojiri mine and several similar deposits in its neighbouring area were radiometrically surveyed.

No radioactive anomalies were detected in any deposits examined by means of scintillation counter.

Occurrence of the radioactive gold-silver ore of the Nojiri mine, on which the main aim of the work was laid, was not ascertained in field, and identification of its radioactive substance is also remained uncertain.

要 旨

古来，産金地帯として著名な岩手県気仙郡下の野尻鉱山を中心とする鉱床群の放射能強度概査によれば，中熱水性金，タングステン鉱床群には注目すべき放射能異常を示さなかつた。数カ所の砒素・黒鉛・銅・鉛・亜鉛鉱床においても同様であつた。

野尻鉱山にかつて産した放射能異常を示した含金鉱石の産状は確かめられなかつた。これの鉱物の同定は今後の問題である。

1. 緒 言

昭和31年夏に東京大学工学部鉱山学教室所蔵の岩手県野尻鉱山産の含金粘土鉱において，放射能異常が今井秀喜によつて認められた。よつて昭和32年度における金属鉱床の放射能強度概査の一環として，筆者らは昭和32年10月4日から約20日間にわたつて，岩手県野尻鉱山の金銀鉱床ならびに周辺の各種鉱床群の調査を行なつたので，こゝにその概査結果を報告する次第である。調査を行なつた鉱床群は第1図に示す13鉱床群である。なお調査にあたつて便宜を与えられた各鉱業権者に謝意を表する。

2. 地質概説

本概査にあたつては，野尻鉱山を主とし，その他の鉱山の鉱床の放射能強度の測定に重点をおいたため，本地域の地質[2]に関しては充分な調査を行なつていない。当地域はすでに詳しく調査されている所であつて，これまでの調査研究を基にすれば，地質の概略は次の通りである。

本地域はおもに古生層と花崗岩質岩類からなり，一部に塩基性貫入岩ならびに玢岩岩塊・岩脈が分布している。

第1図 調査鉱床位置図

古生層は石炭紀および二畳紀の粘板岩・砂岩・石灰岩チャートならびに輝緑凝灰岩からなり，一般走向はNSまたはこれに近い方向で，褶曲構造ならびに断層のため

* 鉱床部

に著しく複雑な分布を示す。

気仙川の西岸にはおもに二畳紀の地層が分布し，後述の角閃石黒雲母花崗閃緑岩によつて熱変成作用を受け，黒色粘板岩は部分的に空晶石ホルンフェルスに変成している所がある。東部地区には石炭紀層，さらにデボン紀層・ゴトランド紀層が分布している。

花崗岩質岩石は，おもに気仙川東岸沿いと，氷上山周辺に広く分布し，岩質から，片麻岩・片麻状角閃石石英閃緑岩・角閃石黒雲母花崗閃緑岩に分けられ，花崗閃緑岩はさらに3種類に分けられている。片麻状の岩石は古生代末期の活動によるものとされており，気仙川の東岸に沿つて分布する花崗閃緑岩は中生代の貫入岩とされている。この花崗閃緑岩体中にも角閃石黒雲母片麻岩や片麻状角閃石石英花崗閃緑岩が分布し，前者は大洞橋付近清水沢鉱山坑内，後者は大洞橋付近・田畑鉛亜鉛鉱床において認められる。

天南山を中心として玢岩が分布し，同様の岩脈は広く各地に認められる。また太子鉱山付近においては斑糲岩が存在する。

3. 野尻鉱山

3.1 沿革・現況その他

野尻鉱山[116]は岩手県気仙郡住田町世田米字川向にある。本鉱山は数100年前にすでに気仙郡下の多数の金山とともに採金されていたが，天明2年（1782年）以降の状況は不明である。明治11年に管野伊太郎，次いで千田佐吉が数年間稼行し，明治24年若松久六が譲り受け2号坑・3号坑を開坑，明治26年川村純蔵の所有となり，稼行されたが，明治33年秋に洪水のため諸設備流失し，復旧したがふたゝび坑口から流水浸入したため休山となつた。昭和18年灰重石が発見され，金森清之助外3名が鉱業権を譲り受け，昭和19年に WO_3 75％の精鉱2tを産出した。昭和23年に現鉱業権者の所有となり，昭和32年に取明け準備が行なわれたが，諸般の事情のため中止された。

野尻鉱山は世田米の南西約500mにあり大船渡線陸前高田駅と釜石線遠野駅とを結ぶ国鉄バスの便があり同バス世田米駅の南南西1.2kmで，また水沢—盛間のバスの便もある。山元までトラックを通ずる。

鉱区番号：岩手県採登 204号

鉱　　種：金・銀・タングステン・黒鉛

鉱業権者：東京都世田谷区世田谷2丁目1337
野尻金山株式会社

3.2 地質鉱床概略

3.2.1 地　質

野尻鉱山付近の地質は，石炭系鬼丸統の石灰岩・チャート・黒色粘板岩・砂岩からなり，鉱床付近の層序は第2図に示す通りで，一般走向はN0～10°E，傾斜は70～80°Eの比較的簡単な単斜構造を示している。鉱山東側の気仙川を境界にして，東方には黒雲母角閃石花崗閃緑岩・角閃石黒雲母片麻岩・片麻状黒雲母角閃石花崗閃緑岩などが分布している。

第2図 野尻鉱山立入坑坑内地質図

第2図にも示すように，鉱床付近には種々の玢岩が黒色粘板岩などの古生層中に層理にほゞ平行な岩脈として現出する。

黒雲母花崗閃緑岩は中粒灰色で，黒雲母・緑色角閃石・カリ長石・斜長石および石英からなり，微量のルチル・榍石を伴う。本岩は気仙川の東側に沿つて南北に長く分布し，古生層に熱変成作用を与えており，黒色粘板岩が空晶石—石英—白雲母—黒雲母—ホルンフェルスに変成している場合が多い。

角閃石黒雲母片麻岩は暗灰褐色を呈し，角閃石・黒雲母・普通輝石からなる基地中に径0.5～1.0cm程度の斜長石斑状変晶が含まれている。片麻状構造が明らかに認められ，その方向はN0～20°Eの場合が多い。片麻状黒雲母花崗閃緑岩は暗灰色，中粒でかすかな片麻状構造を示し，黒雲母・角閃石・石英・カリ長石・斜長石か

第1表　岩手県気仙郡下調査鉱床一覧表

鉱山名	位置	鉱業権者	鉱区番号	地質	鉱床	鉱石	放射能異常(自然数) mR/hR
銅岩(休止中)	住田町，八日町向山，八日町より山道北東方800 m	佐熊経国(岩手県気仙郡住田町八日町181)	試12534	古生層の石灰岩とこれを貫く黒雲母花崗閃緑岩	境界部および花崗閃緑岩中のペグマタイト質石英脈，走向，傾斜N80°W 65°NE および N 2～40°E，30°NW 幅1 m および0.5 m 坑道延長 16m および8 m	石英・黒雲母・緑簾石少量の黄銅鉱	花崗閃緑岩中の鉱床最高 0.09 (0.014) 境界部の鉱床，黄銅鉱～緑簾石部で最高 0.043 0.014 本鉱石を坑外で測定したが放射能異常を示さない。注目すべき放射能異常とは認められない。
青金[1](休山)	大船渡市日頃市町坂本沢甲子 甲子の南方800 m	石原盛之助(市川市笹塚 885)	採165	古生層の黒色粘板岩を貫く黒雲母花崗閃緑岩	花崗岩中の金タングステン石英脈，弁天坑 N70°E，75°SE，幅 70cm，三坑 N20～30°E，40～60°SE，主脈5条，露頭多数	自然金・灰重石・石英	0.015～0.020 (0.013～0.020 放射能異常なし。
大鷲[1](休山)	住田町津付，津付の南方曲角の南西方500 m	東北砒素鉱業(株)	採252	古生層の粘板岩チャート・砂岩 N50～60°E，15～20°SE，付近に花崗閃緑岩・玢岩あり	層理に沿う緩傾斜含砒石英脈 N50～60°E，15～20° SE 厚さ 5～30cm，延長 40 m，傾斜延長 10 m，ほかに細脈3条	硫砒鉄鉱・黄銅鉱・石英・方解石少量の磁硫鉄鉱・黄鉄鉱	0.007～0.008 (0.007～0.0010) 放射能異常なし。
青部[1](休山)	住田町小股，小股の南東方約 2.3 km	東邦金山(株)(東京都千代田区丸の内 2の8)	採14 333	古生層の粘板岩砂岩・石灰岩	これらの地層中の含金タングステン石英脈 NS70°E，幅30 cm (坑道崩壊のため詳細不明)		0.09～0.011 (0.008) 放射能異常なし
清水沢[1](休止中)	住田町清水沢，清水沢の北方1km付近	三沢富治(岩手県気仙郡住田町本町88)	採391	古生層の粘板岩チャート・砂岩・石灰岩とこれを貫く片状花崗閃緑岩・閃緑玢岩ホルンフェルス化を受ける。	これらの中の含金タングステン，石英脈，主脈1条 N 80°W，70～80 S，延長 130m，深さ 70 cm 以上，幅0.3～1.0m	黄鉄鉱・自然金・灰重石・石英	堆積岩および鉱床 0.01～0.014，火成岩 0.014～0.018 (0.007～0.009) 放射能異常なし。
世田米[1](休止中)	住田町田ノ上，田ノ上橋の西方地区	日本タングステン(株)(東京都港区芝西久保巴町42-16)	採308	古生層の粘板岩・砂岩・石灰岩とこれを貫く黒雲母花崗閃緑岩	堆積岩中の含金タングステン石英脈主脈1条 N0～10°W，60～70°E，延長 270m，深さ200 m，幅 30～40cm，最大 2 m，他に平行脈3条	自然金・灰重石・黄鉄鉱・菱鉄鉱・方解石・石英	第3坑道 0.016～0.018 0.008
田畑銅亜鉛鉱床	住田町田畑，田畑の東方1 km		試10169	古生層の粘板岩とこれを貫く花崗閃緑岩・玢岩	鉱脈1条，N0～10°E垂直，幅 2～5cm	黄銅鉱・黄鉄鉱・閃亜鉛鉱・硫砒鉄鉱・灰重石・石英	坑内最高 0.014 0.015) 放射能異常なし。
橋之上[1](稼行中)	陸前高田市，横田町橋の上	三上真一(陸前高田市横田町砂子田)	採451	古生層の砂岩・チャート・石灰岩・黒色粘板岩鉱区東部に黒雲母花崗閃緑岩	花崗岩との接触部に近い黒色粘板岩中の層理に沿う黒鉛鉱床小鉱床が連絡する	土状黒鉛	黒鉛鉱床 0.008～0.014 花崗岩 0.015～0.017 放射能異常なし。(0.008～0.010)
竹駒[1](稼行中)	陸前高田市竹駒町竹駒駅北東方6km	谷鉱業(株)(東京都渋谷区穏田1-96)	採304	粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩	ペグマタイト質石英脈および扁平塊状ペグマタイト(石英を珪石としておよび含金石英ペグマタイトを稼行)	石英・長石・少量の黒雲母・白雲母・緑柱石・方解石・水晶・黄鉄鉱・輝水鉛鉱・自然金	坑内 0.008～0.014 0.013 放射能異常なし (五山，五金山と称した)

鉱山名	位置	鉱業権者	鉱区番号	地質	鉱床	鉱石	放射能異常（自然数）mR/hr
摩子[1] 休山	陸前高田市矢作町広田半家地より北東方約1.1km		試8685	古生層の砂岩・黒色粘板岩，N 0～20°W，70～80°E	黒色粘板岩中の含金石英脈主脈1条 N20°W，70°E	自然金・黄鉄鉱・石英・絹雲母	坑内 0.01～0.011 (0.01～0.011) 放射能異常なし。
太子[1] （一部採鉱中）	陸前高田市矢作町梅木矢作駅の北西方約5km	大久保一佐 東京都港区芝愛宕町1-16	採488	二畳紀の砂岩・粘板岩・礫岩・石灰岩 N 10～20°E，70°E と これらを貫く斑糲岩および閃緑岩	粘板岩中の含金タングステン，石英脈および鉱染鉱床 N0～30°E，30～70°E または W 延長100～700 m，深さ40～100m，幅0.5m	自然金・硫砒鉄鉱・灰重石・石英・方解石	1号坑0.015～0.024 2号坑0.017～0.02 花嫁坑0.010～0.017 (0.008～0.010) 1号坑の最高は自然数の2～3倍程度であるが坑外へ持出すと放射能異常なし。
(旧) 桝内[1]	陸前高田市矢作町金屋敷金屋敷の南1.5km	日本鉱業㈱ 東京都港区赤坂葵町3)	採367	古生層の黒色粘板岩，珪質粘板岩，砂岩 N20°W，60°E	黒色粘板岩中の含金石英脈（坑口崩壊のため不明）	自然金・石英	(0.011～0.013) 附近にも放射能異常なし。

（鉱山名欄の数字は文献）

第3図 野尻鉱山坑道図
（斜線坑道は調査当時入坑可能坑道）

らなり，燐灰石・ルチル・方解石を伴う。また緑泥石・緑簾石・斜黝簾石やそれらの細脈を含む場合がある。

玢岩は，淡緑褐角閃石・長石の斑晶が角閃石・緑泥石・石英・榍石からなる石基中に含まれる暗灰緑色の角閃石玢岩で，野尻鉱山の鉱脈はこれらの岩脈の上・下盤またはそれを切つて産する。このような部分では玢岩は変質し，針状の陽起石—透角閃石が多量に形成されており，黄鉄鉱の鉱染する場合もあつて原岩の構造を示さないほど変質している場合が多い。

3.2.2 鉱床

野尻鉱山の鉱床は，中熱水性金・タングステン石英脈で地層の走向・傾斜とほゞ平行に賦存し，直接接する母岩は黒鉛化作用を受けた黒色粘板岩である。主脈は1条で走向は N10～15°E，傾斜 60～70°E である。規模は第3図に示すように走向延長約300 m 余，深さ 90 m 余，幅 80～150 cm である。たゞし富鉱部のみが稼行に値するようである。

主要鉱石鉱物は自然金および少量の灰重石で，微量の黄鉄鉱・黄銅鉱・方鉛鉱・テルル蒼鉛鉱[3]・シルバナイト鉱[5][6]を伴い，石英・方解石・絹雲母からなる脈石中に産する。

調査当時に入坑できた坑道においては，黒色粘板岩の層面に沿う破砕帯，およびそのなかにある透角閃石玢岩岩脈の上・下盤に沿い，またはこれを部分的に切つて鉱脈が産する。この岩脈は著しく変質作用を受け絹雲母・緑泥石が形成されており，また黒色粘板岩とともに黄鉄鉱・黄銅鉱の鉱染作用を受けている部分がある。

3.3 放射能強度

本鉱山は明治35年頃から休山しており，終戦前に一時下部でタングステン鉱を探鉱したが，調査当時も休山

中で僅かに立入坑と3号坑の一部および南向通風坑のみしか入坑できなかつた。さらに稼行当時の資料もなく，旧1号坑口から南方へかけての一帯には人家が建造されたため，放射能異常を示す金銀鉱註1)の産地を明らかにすることができなかつた。

野尻鉱山付近の放射能自然数は 0.01～0.03 mR/hR であつて，立入坑では，坑口での自然数 0.013 mR/hR で石灰岩部 0.008～0.012，チャート部 0.008～0.012，粘板岩部 0.01～0.015，玢岩部 0.09～0.012 の強度を示し，石英細脈，破砕帯などの部分では 0.013～0.016 mR/hR を示すことがある。南向通風坑，3号坑および中段坑道においては，坑口での自然数 0.012～0.018 mR/hR で石灰岩部では 0.01～0.012 mR/hR，玢岩部 0.01～0.013 程度で鉱脈の賦存する坑道部分では 0.01～0.013 で，まれに 0.018 mR/hR にまで高くなる部分がある。いずれにせよ，入坑可能な坑道においては異常というべき放射能強度は認められなかつた。なお，以上の測定は Reed Curtis 社製 Scintiscope によつた。

放射能異常の検出された前記標本の室内試験註2)に関しては，当該標本を粉砕し，ハリモンド式磁力分離機，フランツ製 Isodynamic separator を用いて繰り返し高放射能強度部を濃集し，放射性鉱物の同定に努力しているが，目下のところ，X線粉末試験によつても同定される段階に至つていないので，今後に残された問題である。

註1) 東大工学部鉱山教室所蔵標本(野尻鉱山新坑前畑井，Au 7.8 g/t，Ag 12.25 g/t，明治35年11月)。
註2) 林昇一郎が実施した。

4. その他の鉱床

野尻鉱山以外に放射能強度を調べた鉱床は，前記第1図に示したように，12鉱床で，金鉱床8，金珪石鉱床1，砒鉱床1，黒鉛鉱床1，銅鉛亜鉛鉱床1である。これらの鉱床の概要と調査結果は第1表に示す通りであつて，いずれの鉱床においても注目すべき放射能異常は認められなかつた。たゞ太子鉱山および銅岩鉱山の坑道の一部に自然数の最高約3倍の強度が検出されたが，試料を坑外で測定すると異常を全く示さず，放射能鉱物を含有するものとは思われない。

(昭和32年10月調査)

文　献

1) 岩手県鉱業会：岩手県鉱山誌，p. 416～447, 1950
2) 岩手県：岩手県地質説明書，II, 1956
3) 桜井欽一：岩手県野尻鉱山産テルル蒼鉛鉱，趣味の地学，Vol. 6, p. 345～346, 1952
4) 佐藤　恭：岩手県世田米町付近黒鉛鉱床調査，地質調査所速報，No. 38
5) 渡辺万次郎：金および金鉱床，新光社，p. 34, 1935
6) 渡辺万次郎：テルル金銀鉱の研究，成文堂，新光社，p. 125～126, 1939

558.495.068(521.53) : 550.85

岐阜県苗木地方ウラン調査報告
3. 纐纈山および西大洞地区の砂鉱

浜地忠男* 谷 正巳*

Report on the Uranium Deposits in the Naégi District, Gifu Prefecture

(Part 3. Kōketsuyama and Nishiōbora Areas)

by

Tadao Hamachi & Masami Tani

Abstract

Kōketsuyama and Nishiōbora areas are both situated in Fukuoka-mura, Ena-gun, Gifu prefecture, and the placer deposits develop in both areas.

The difference of geology among both areas is that the Tertiary formation (Pliocene) is distributed in the Kōketsuyama area, and not in the Nishiōbora area.

The recent gravel, pebble and sand beds form "the placer deposit", and quartz-porphyry gravel and pebble derived from the Tertiary formation, occupies the main proportion of the whole gravels and pebbles in the Kōketsuyama area. On the other hand, there is only a little quartz-porphyry gravel and pebble in the Nishiōbora area.

The main constituent heavy minerals are ilmenite, cassiterite and radioactive minerals which are also common in the other areas of the Naégi district. The quantitative proportion of each heavy mineral is different in both areas.—the abnormal abundance of ilmenite is characteristic in the Kōketsuyama area.

Monazite, endlite, naegite and fergusonite are common radioactive minerals.

要 旨

岐阜県恵那郡福岡村纐纈山および西大洞地区の砂鉱調査を行なつた。当地方は稀元素鉱物の産地として古くから有名で，纐纈山の砂鉱の基盤は第三紀層，西大洞の砂鉱の基盤は花崗岩である。筆者らは2地区の砂鉱の賦存状態，鉱物組成などを明らかにし，それぞれの特徴を比較した。経済的には重要とは考えられない。

1. 緒 言

筆者らは昭和30年7月から8月にわたり，岐阜県恵那郡福岡村纐纈山および西大洞地区で砂鉱調査を行なつた。こゝにその結果を報告する。

本調査は苗木町ロクガホッタ地区の砂鉱調査に引続き行なわれたもので，とくに上記の2カ所を調査対象に選定したのは次の理由からである。

（1） 明治時代に錫鉱を目的に採掘されたことがあり砂鉱の存在が確認されている。

（2） 雑木が疎に生成した荒地で，大部分が村有地であり，測量のための伐材および鉱床調査のための井戸掘の作業が私有地よりも数段と能率的である。

（3） 纐纈山は第三紀層，西大洞は花崗岩を基盤として，そこに砂鉱が分布しているから地質学的条件を異にする。

なお今回の調査には物理探査班佐野浚一，斎藤友三郎，畑瀬安彦，測量班窪木時雨郎，佐々木次雄が参加した。

2. 位置および交通

纐纈山は岐阜県恵那郡福岡村高山にあつて海抜約 320～370 m の高さで，砂鉱は南側の山腹に主として分布する。

西大洞は同村若山にあつて砂鉱は海抜 330 m の高さにあり，一の川の支流に沿つて平地に分布する。

当地に至るには，北恵那電鉄(中津川—付知間)上苗木駅から蛭川行バスで木積沢で下車すれば，纐纈山は徒歩約5分，西大洞は徒歩約20分で達する。

3. 調査方法

基線上に 20 m 間隔の点を設け，その両側に 10 m 間

* 鉱床部

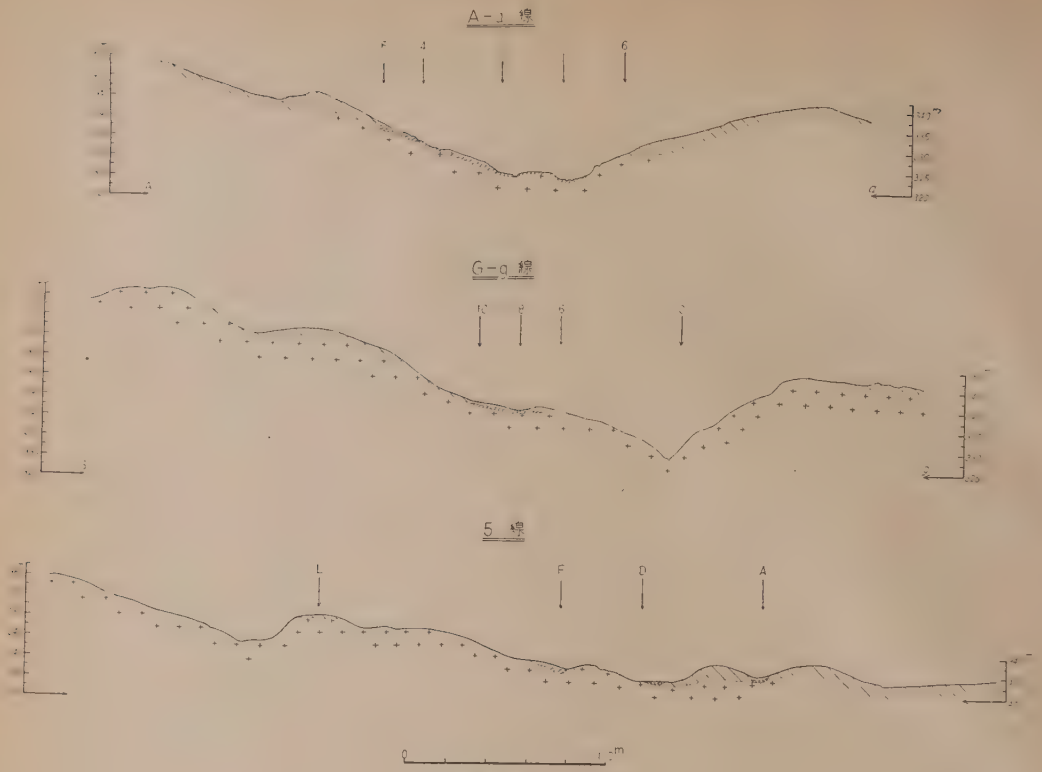
第1図 纐纈山地質図

宛の測点をとり，各点について適宜 Philips Survey Meter を密着して，3分間放射能強度を測定し，井戸掘を基盤に達するまで行なつた．砂鉱があれば，一定量の元鉱を椀掛けして，できる限り重鉱物を濃集分離した．

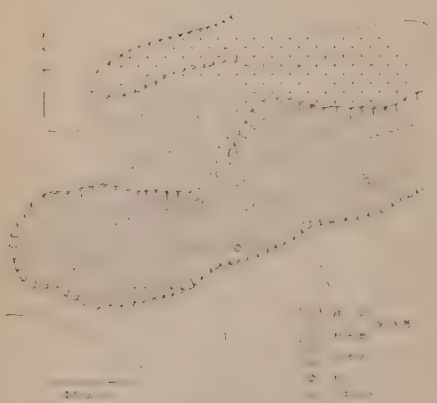
4. 地　質

苗木地方の地質についてはその概略をすでに報告[1]したから省略する．

纐纈山は花崗岩の上に第三紀層が被覆し，さらに現世の砂礫層が分布する．花崗岩は調査区域の西部に主として露出し，場所によつては 10～数 10 cm の扁豆状の晶洞性ペグマタイトが発達する．第三紀層は花崗岩を不整合に被覆し，ほとんど全地層は礫岩からなり，一部は J7 付近でみられるように薄い粘土層を挟む（第3図参照）．礫岩層の礫は径最大 30 cm 位の亜円礫～円礫で，その種類は石英斑岩・花崗岩を主とし，花崗斑岩・古生層珪岩，あるいは安山岩等を混えている．この第三紀層は海抜 363 m の高さまで露出しているが，この高さは，付知川対岸の並松の段丘地形を呈する第三紀層とほゞ同じである．たゞ纐纈山では顕著な段丘形は呈しないが，これは後期の侵食作用によるものか，もともとの基盤の花崗岩の地形による影響か判明しない。たゞ 363 m 以上の高さの花崗岩の上には，第三紀層の上に普遍的に分布する石英斑岩の堅硬な礫が全く発見できない点から，第三紀層の分布は，もともと現在の高さ以上には分布していなかつたといえる．また西部の沢で，海抜 360 m 以下の地点でも，第三紀層の痕跡と推定される石英斑岩の礫の分布がない点から，第三紀層の堆積当時の分布も，



第 2 図 糠繩山断面図



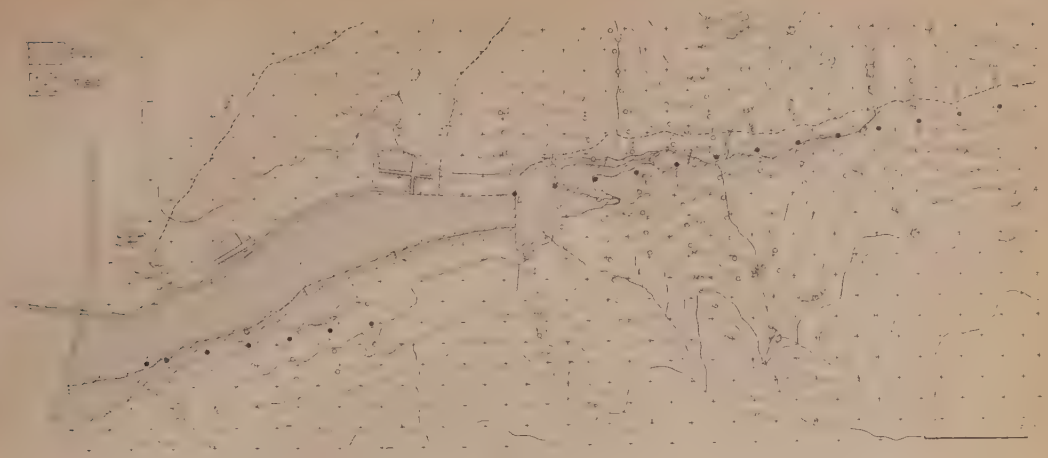
第 3 図 糠繩山 J7, i7 付近地質図

現在の分布と大差がなかつたといえる。現世の砂礫層は主として，b1 点付近を主心とする川に沿つた平地と，南部の第三紀層の分布区域内の小沢に分布する。

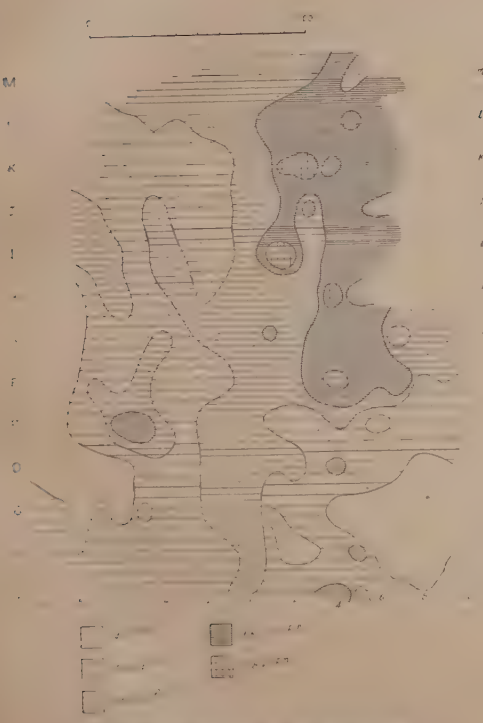
これに対して西大洞では第三紀層の分布が全くなく，僅かに現世の砂礫層中にまれに石英斑岩の礫が発見されるにすぎない。西大洞に分布する花崗岩も部分的に小さな晶洞性ペグマタイトが発達している。

5. 放射能強度と地質との関係

すでに苗木町ロクガホッタ調査のさいの結果として，低品位な砂鉱に対しては，放射能強度の測定はあまり効果がないことが判明したが，念のため糠繩山について放射能強度測定を行なつた結果は第 5 図の通りである。これでわかるように砂鉱の分布範囲について，とくに異常を認められず，むしろ花崗岩と第三紀層という地質の大別に従い，放射能強度が異なる。野外における放射能強度測定の結果を地質別に分類した結果は第 1 表に示されている。第 1 表は花崗岩でも，新鮮なものも風化したものも同一に，第三紀層あるいは現世の砂礫層では，表土を無視して，地質図で現わされた区分に従い分類したもので，同じ地質で示されたものでも，測定した地表の条件は異なる。ロクガホッタでも認められたように，地表に分布する部分が砂か粘土によつて放射能強度は左右されるが，第三紀層の場合は，主として粘土質の表土が分布する。これに対して砂礫層のうち，B-2 付近のものは砂が多いが，G-10 付近のように周辺に第三紀層が分布するものは粘土質のものが多い。



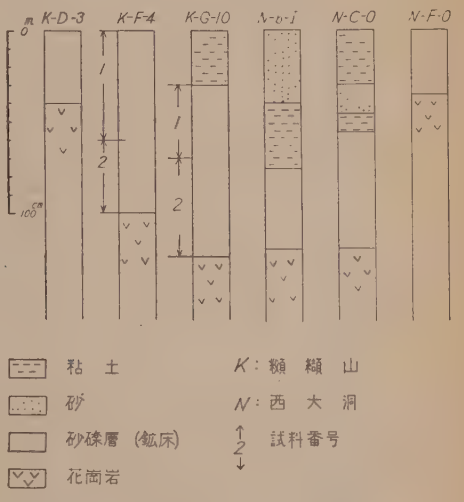
第4図　西大洞地質図



第5図　穎縞山の放射能強度分布図

第1表　穎縞山における地質と放射能強度との関係

地　質	花崗岩	第三紀層	砂　鉱
測定個数	116	58	40
放射能強度平均(cpm)	59	48	48
放射能強度範囲(cpm)	42～90	37～75	40～64



第6図　砂鉱の柱状図

6. 鉱　床

6.1 穎縞山

B-2付近の川に沿つた比較的広い分布を占める部分はすでに往時錫鉱を採掘した跡であり，この部分の砂鉱は，この小川の作用によつて重鉱物が濃集したものと推定されるが，礫のほとんど大部分が石英斑岩である点が問題で，この礫が第1図でわかるように南北の高い箇所に分布する第三紀層から供給されたとするのが最も妥当であり，このさい重鉱物の一部，とくにチタン鉄鉱は第三紀層から供給されたものと推定される。

小川の南方の山腹の凹地に沿つて砂礫層が分布する（A, D, およびF線付近）。この部分はその一部が第三紀層中に分布する点で特異である。第6図の柱状図でわかるように，これらの基盤は必ず花崗岩ではあるが，礫

第2表 砂鉱の規模

場所		厚さ（平均）(cm)	厚さ（最大）(cm)	面積 (m²)	礫混入率 (容量%)	備考
縞縞山	A-Line 付近	40	77	950	50	一部採掘済
	D-Line 付近	40	85	1400	20	〃
	FおよびG-Line 付近	70	160	3200	30	〃
	b-1付近	—	—	2800	—	大部分採掘済
西大洞	B-b Line より東部	30	50	2500	30	一部採掘済
	B-b Line より西部	—	—	8400	—	未確認部分

はほとんど全部が石英斑岩で，明瞭に第三紀層中からの供給である。また後述するように，チタン鉄鉱の異常な濃集もまた，第三紀層中からの物質の供給が推定されるが，正長石の美晶あるいは放射性鉱物のうち非常に大きな苗木石がある点から，花崗岩からの物質の供給も考慮に入れねばならない。

これらの砂礫層の規模は第2表で表示される。

6.2 西大洞

砂鉱は一の沢の東から西へと流れる小川の流域に沿つて狭長な分布を示す。確認された規模は第2表に示される。そして柱状図の一例は，第6図の通りである。縞縞山と最も異なる点は石英斑岩の礫が非常に少ない点である。すなわち，縞縞山の砂礫層中の礫はその大部分が石英斑岩であるのに対して，こゝでは礫の大部分が花崗岩である点である。この小川の流域には第三紀層は現在全く分布していない点が，この礫の種類の差異に重要な影響を与えたものと推定されるが，なお少量の石英斑岩の礫の存在は，往時第三紀層ないし，段丘堆積物の小分布が存在したことを意味する可能性がある。しかし西大洞の砂礫層のほとんど大部分が，花崗岩から直接供給されたと考えられる。そしてその分布から考えて，疑いもなく小川の現世の陶汰作用が，そのなかに含有される重鉱物濃集の最大原因であることが容易に決定される。

6.3 重鉱物組成および化学分析の結果

調査方法の項で述べたように，野外で一定量の元鉱から重鉱物を一定の人間が濃集した試料について，その鉱物組成を室内で調べたので，椀掛けのさいに細粒部の重鉱物の一部は流されたかもしれないが，相互の比較には充分に有効であり，また元鉱中の含有量も逆算できる。

各試料を600ガウスの磁石で強磁性のものを除去した後，粒度別に分類し，大粒の部分は手選で各鉱物の重量を測定し，20 mesh 以下の部分は 20～40，40～60，60～80，80～100 および 100～と粒度別に6段階に分類して，双眼顕微鏡下に各鉱物の個数を数えて，比重を考慮して計算した結果得た代表的な地点の重鉱物組成は第3表の通りである。

この表でわかるように，縞縞山と西大洞とでは重鉱物の相互間の量比に著しい特徴がある。これは次のように現わされる。

（1） 縞縞山では磁鉄鉱とチタン鉄鉱の量が圧倒的に多く，錫石と放射性鉱物との合計量の数倍ないし20倍近くに達するのに対して，西大洞ではむしろ錫石と放射性鉱物との合計量より常に少ない。

（2） 縞縞山の方が重鉱物含有量は多いが，とくに放射性鉱物を多く含有する場合は，西大洞のものに，限られている。

放射性鉱物はロクガホッタ地区と同じように，モナズ

第3表 砂鉱の鉱物組成

試料名	Mag (mg/m³)	Il (g/m³)	C (g/m³)	R (g/m³)	計 (g/m³)	礫含有率 (Vol. %)	採取箇所
K-A-4-イ	40	1380	770	40	2230	50	縞縞山
K-A-4-ロ	100	2900	380	80	3460	50	縞縞山
K-G-10-2	120	660	60	40	880	5	縞縞山
K-D-3	180	3050	90	80	3400	0	縞縞山
N-b-1	130	110	110	320	670	60	西大洞
N-C-0	20	110	290	190	610	10	西大洞
N-D-1	20	110	130	90	350	10	西大洞
N-F-0	tr.	90	190	50	330	20	西大洞
F-21	210	560	260	630	1660	60	地獄谷

註1) Mag：600ガウスで磁着する強磁性鉱物，Il：チタン鉄鉱，C：錫石，R：放射性鉱物——西大洞では恵那石が全体の40％程度に達するものもある。

2) 地獄谷のものは川砂で，当地方で最も良好と思われるもの

3) 各数値はもちろん誤差があるが，恐らくその数値の20％以内と思われる。とくに，縞縞山のもののうち C と R の数値の小さいものは誤差が大きい。

第4表 元鉱および精鉱の化学分析結果

試料名	元鉱量 (1,000cc)	精鉱量 (g)	精鉱 U (%)	精鉱 Sn (%)	精鉱 Ti (%)	元鉱 U (%)	元鉱 Sn (%)	元鉱 Ti (%)	逆算した元鉱 U (%)	逆算した元鉱 Sn (%)	逆算した元鉱 Ti (%)	備考
K-A-4-イ	20	114.2	0.003	—	—	0.001	—	—	0.011	—	—	纐纈山の現世の砂鉱
K-A-4-ロ	20	173.0	0.004	3.70	19.46	0.001	0.046	0.46	0.023	0.028	0.136	
K-F-4	12	116.2	0.003	0.17	6.62	0.001	0.002	0.37	0.022	0.001	0.043	
K-G-10-2	12	56.1	0.004	0.17	7.78	—	—	—	0.013	0.0005	0.024	
K-D-3	12	113.2	0.005	0.17	13.62	—	—	—	0.031	0.007	0.085	
K-E-6-ハ	20	55.0	0.003	—	—	0.000	—	—	0.005	—	—	纐纈山第三層
K-E-7-2	20	97.0	0.005	—	—	0.000	—	—	0.016	—	—	
K-S-8	40	83.2	0.016	0.12	1.80	—	—	—	0.018	0.0003	0.005	纐纈山花崗岩
N-b-1	12	82.2	0.14	1.12	1.02	0.001	0.01	0.06	6.4	0.005	0.005	西大洞砂鉱
K-a-7									0.051	0.035	0.120	纐纈山第三紀層

分析： 磯野・貫志・阿部

註 1） 元鉱の比重は 1.5 とした。 2） K-a-7 は粒度別の分析値から逆算

石を主とし，とくに西大洞では恵那石が相当量存在し，苗木石・フェルグソン石・ジルコンは少ない。また粒度別の分布ではロクガホッタ地区と同じようなことがいえる。すなわち，

（1） 苗木石・フェルグソン石は 20 mesh 以上の大粒が多い。

（2） モナズ石・恵那石は 20 mesh 以上の大粒はほとんどない。

（3） ジルコンは主として 80 mesh 以下の粒度に多い。

（4） 磁鉄鉱とチタン鉄鉱は 20 mesh 以上にはほとんど存在しない。

（5） 錫石は 40 mesh 以上に多い。

重鉱物全体としては上記の関係に左右されている。すなわち，錫石の多い K-A-4-イの場合には他の試料に比較して 20 mesh 以上が比較的多い。一般的傾向としては 60 mesh 以上の粒度が全体の 80 %以上を占めるのが普通であるが，K-D-3 および K-G-10-2 では 60 mesh 以下が 50 %以上を占めており，細粒部に重鉱物は多い。

採取した元鉱および精鉱について化学分析した結果は第4表の通りである。これから逆算した元鉱中の含有量も示されている。この場合，もしも重鉱物が細粒部に濃集しているならば，水簸の実収率はきわめて小さくなるから，相互の比較をすることは困難である。実際問題として K-F-4 の元鉱分析値は U=0.001 %を示すにもかかわらず，精鉱から逆算した元鉱中のUは数段と単位が低い。これは試料の採取方法に欠点があるか，あるいは椀掛けのさいに細粒部の放射性鉱物が流れ去り，しかも放射性鉱物の大部分が細粒であつたかの2つの原因が考えられるが，纐纈山では後2つの例も全く同じことがいえるから，おそらく後者がおもな原因と思われる。このさいウラン以外の Sn および Ti はそんなに著しい損失はない。N-b-1 については，ウランについては比較的良好であるが Ti については相当の損失が推定される。

纐纈山の現世の砂鉱と，第三紀層中のUの濃集度は，逆算した結果からは大差が認められない。しかし纐纈山の砂鉱中の K-A-4-ロは Sn は相当に多い。こゝでは往時錫鉱を目的に採掘された崖で，上部の K-A-4-ロに比較して，基盤に近い部分がやゝ重鉱物含有量は多い。K-a-7-1 は第三紀層の上部の地表に近い部分であるが，こゝは明瞭に U, Sn および TiO_2 ともに普通の砂鉱に比較して多いが，こゝでは地表に近い部分が水の作用によつてある程度の陶汰作用を受けたことと推定される。

第5表に粒度別の化学分析表が示されるが，Sn に関しては粒度が大きいほど濃集し，Uは 100 mesh 以下で相当濃集し，Ti は 80～100で最高を示す。これはUに関しては 100 mesh 以下の細粒部が椀掛けのさいに洗い流される可能性の強いことを暗示している。

K-S-8 は纐纈山の北西部の山嶺（海抜 366 m）にある花崗岩で，風化分解した砂を椀掛けにしたものである。

纐纈山と西大洞との砂鉱の最大の差異は，その鉱物組成から予想されたように，化学分析の結果も同じような傾向を示す。すなわち纐纈山の砂鉱はUに比較して異常な Ti の濃集が確認された。

纐纈山の現世の砂礫層のうち，充塡部は砂質が大部分で，一見花崗岩から供給された砂であるし，事実，みご

第5表 砂鉱の粒度別化学分析結果

試料名	成分%	粒度 (mesh) 30～40	20～40	40～60	60～80	80～100	100～	採取箇所
K-F-4-1	U		0.002	0.002	0.003	0.004	0.016	縞縞山
	Sn		0.83	0.17	5.36	0.36	0.36	
	TiO_2		4.46	15.00	15.00	19.12	7.16	
K-a-7-1	U		0.003	0.004	0.003	0.003	0.008	
	Sn		5.29	1.57	1.64	0.83	0.55	
	TiO_2		15.00	10.64	18.42	21.90	6.60	
N-b-1	U	0.22		0.12				西大洞
	Sn	1.54		0.55				
	TiO_2	0.64		1.32				
N-D-1	U		0.085	0.007	0.023	0.036	0.09	
	Sn							
	TiO_2			0.36				

分析：貴志・阿部・永井

となサファイヤや苗木石も産出するから，花崗岩地帯からも物質の供給を受けたものと推定されるが，化学分析，鉱物組成およびその分布状態から，第三紀層の物質を相当多量に供給されたものと推定される。これに対して，西大洞のものはほとんど花崗岩地帯から物質の供給を受けていると結論される。

7. 結　論

縞縞山と西大洞との砂鉱および地質の差異は次の通りである。

（1） 縞縞山では第三紀層が分布し，西大洞には全く分布しない。

（2） 縞縞山では砂鉱は山腹の凹地に分布し，西大洞では小川に沿つた平地に分布する。

（3） 縞縞山の砂鉱中の礫はほとんどその90％が石英斑岩であるが，西大洞は花崗岩である。

（4） 縞縞山の砂鉱はその供給本源が第三紀層を主とするが，西大洞は花崗岩（含ペグマタイト）である。

（5） したがつて砂鉱中の鉱物組成も著しく異なり，縞縞山ではチタン鉄鉱が異常に多いが，西大洞では少なく，放射性鉱物の量は西大洞が多い。

（6） 椀掛けだけでは，縞縞山の精鉱はUの濃集はチタン鉄鉱が多量なためU＝0.00X％以上にはならない。しかし西大洞の精鉱元鉱品位が良いのと，放射性鉱物のうち恵那石が相当量存在することと，チタン鉄鉱が少ないためは0.14％に達した。

すでにロクガホッタ地区の報告で述べたように，調査地区の放射性鉱物も，モナズ石・恵那石を主とするのでUよりもThの方が多い。

資源的に考えた場合，鉱物組成およびその品位から，ウラン鉱として稼行できるかどうかは非常に疑問である。日本の砂鉱床の代表的産地である当地域の鉱床としての性状を明らかにすることは，基礎資料の収集という意味では必要であろう。

今後も調査を行なうとすれば，明治時代に盛大に錫鉱を目的に採掘し，苗木地方でも最も広く平地が発達する上苗木の田畑がその対象として挙げられる。

（昭和30年7月～8月調査）

文　献

1） 浜地忠男・堀内恵彦：岐阜県苗木地方ウラン調査報告，1．苗木町ロクガホッタ地区，地質調査所月報，Vol. 7，No. 6，p. 271～278，1956

553.94 : 551.781/79(522.1) : 550.835+550.85

福岡炭田およびその周辺における放射能強度調査報告

上島　宏*　佐々木　実*

Report on the Reconnaissance for Uranium-bearing Rocks in the Fukuoka Coal Field, Kyūshū

by

Hiroshi Kamishima & Minoru Sasaki

Abstract

This survey was carried out in February, 1957.

The instrument used for the measurement of the radiation was the Philips "Pocket Battery Monitor".

The average degree of radioactivities of the rocks, is as follows:

Aplite in the granodiorite of the Itojima type (3.7) > Alluvial mudstone (1.9) > Alluvial sandstone (1.6) > Granite of the Sawara type and granodiorite of the Itojima type (1.3) > Rocks and coal of the Paleogene (≦1.0)

$$\text{note: (figure)} = \frac{\text{rock count}}{\text{background count}}$$

要　旨

福岡炭田の南西部に広く分布する花崗岩類中に，放射能鉱物の産出が知られているので，放射能強度調査を行なつた。その結果，とくに異常は認められなかつたが，糸島型花崗閃緑岩を貫くアプライトがもつとも高く，洪積層中の泥岩がこれに次ぎ，古第三系中の石炭がもつとも低いという傾向が認められた。

1. 緒　言

昭和32年2月5日から22日まで18日間にわたり，従来当調査地域の南西部(長垂・金武)に広く分布する花崗岩類中に放射能鉱物の産出が知られているので，これを基盤とする含炭古第三系および第四系中にも，放射能強度の異常が認められないかどうかを明らかにする目的で調査を行なつた。

2. 位置および交通

調査範囲は福岡市の南西部および早良郡の一部にわたる。

地域内の交通は定期バス網が発達していて至便である。

3. 地　質

当地域の地質は第1表のとおりで，いわゆる三郡変成岩類およびこれを貫く花崗岩類を基盤として，古第三系がこれらに不整合にのり，さらに洪積層および沖積層に被覆されている。

第1表　地質総括表

時代	層序および岩石		
第四紀	沖積層		
	洪積層		
新第三紀	玄武岩類		
古第三紀	姪浜層群	姪浜層	
	早良層群	愛宕層	
		浦谷層	
	福岡層群	野間層	上部
			中部
			下部
		残島層	上部
			中部
			下部
白亜紀	早良型花崗岩類		
三畳紀	糸島型花崗閃緑岩類		
古生代	三郡変成岩類		

* 燃料部

3.1 三郡変成岩類

調査地の北部の残島および南部の金武村付近に分布して，角閃岩および種々の片岩類からなる。

角閃岩は暗緑色，緻密で角閃石および斜長石を主成分とし，副成分として緑泥石および雲母を有し，ときに蛇紋石化したものがある。

片岩類は暗緑色の陽起石片岩，黄褐色ないし淡紫色の雲母片岩，褐色の石墨片岩ならびに白色の石英片岩などであつて，片理がよく発達している。

3.2 花崗岩類

3.2.1 糸島型花崗閃緑岩

本岩は残島北部，長垂および金武村付近に分布し，石英・長石・黒雲母および角閃石を主成分とする細～中粒のもので上記の変成岩中に貫入し，ペグマタイトやアプライトに貫かれている。本岩の生成時代は三畳紀とされている。

3.2.2 早良型花崗岩類

本岩は地域の南部に広く分布し，石英・長石および黒雲母を主成分とする粗粒の岩石で，三郡変成岩および前記糸島型花崗閃緑岩中に貫入し，ペグマタイト岩脈に貫かれている。

本岩の貫入時代は白堊紀の中～末葉とされている。

3.3 古第三系

当調査地の古第三系は第1表のとおり3層群5累層に分けられる。

3.3.1 残島層

残島南部および海の中道シオヤ鼻付近に分布する地層で，青色ないし灰色の砂岩および灰黒色ないし灰白色の頁岩を主とするが，最下部に3m 余の基底礫岩，中部に紫赤色の頁岩，また上部には白色細粒凝灰質砂岩の発達するのをその特徴とする

3.3.2 野間層

福岡市南部に広く分布する地層で，下部は灰白色頁岩と細粒砂岩の互層からなり，数枚の炭層および紫色頁岩を挟み，保存の悪い植物化石を含む。

中部は主として粗粒灰青色の砂岩からなり，一部に礫岩を挟み，風化すると赤色を呈する特徴がある。

上部はふたゝび灰白色の頁岩と細粒砂岩との互層からなり，数枚の薄炭層を挟んでいる。

3.3.3 浦谷層

福岡市の浦谷・西新方面に分布する地層で，下位の野間層とは不整合関係にある。

一般に頁岩に富み，砂岩・礫岩を混えるが，その下部にはとくに礫岩の発達が著しく，風化すると赤色を呈する特徴がある。また本層中にはまれにレンズの薄炭層を1～2 枚挟むことがある。

3.3.4 愛宕層

当地域の主要炭層で，上中下の3部に分けられるが地表では全くみることができず，たゞ早良・西戸崎両炭鉱の坑内においてのみみられる地層である。

下部は砂岩・頁岩の互層からなり，7尺・2尺・8尺などの，いわゆる早良下層群炭層を挟有する。

中部は灰白色または灰青色の細粒砂岩および灰黒色頁岩からなるが，泥質砂岩中に *Venericardia*, *Callista* などの海棲貝化石を含む。

上部は主として凝灰質砂岩からなり，頁岩を挟み，4尺炭から5尺炭にいたる“早良上層群炭層”を含む。

3.3.5 姪浜層

本層は西戸崎・大岳および姪浜付近に分布する地層で愛宕層上に整合的に重なり，海緑石を多量に含む青灰色砂岩を主とし，多数の海棲貝化石を含む。

3.4 玄武岩類

本岩は残島の中央部を占め，古第三系を覆つて平坦台地を形成している。

本岩には黒色緻密のものと，灰色堅緻で流理を示すものと両種あり，風化・分解して赤褐色あるいは黄褐色の土壌となる。

3.5 第四系

3.5.1 洪積層

黄褐色の礫・砂および青灰色の粘土からなり，成層し河川堆積相を示している。

3.5.2 沖積層

礫・砂・粘土からなり，現河川の流域および海浜などに分布する。

4. 放射能強度測定結果

本調査に使用した測定器は Philips Pocket Battery Monitor で，1回の測定にさいしては時定数を3分として3回読み取り，それらの平均値を測定値とした。

使用した器械は2台であるが，器械により計数値に差があること，自然数が時間的に変化すること，また毎分60 count 以上になると数読み取りの困難などがあり，測定結果の信頼度について疑いがもたれたが，ある程度の傾向は認められるようである。

いまその測定結果の主要なものを挙げると次の通りである。

時代	地層および岩石	放射能強度測定値cpm	自然数
第四紀	海浜粗粒砂(姪浜)	38	32
〃	〃 (残島)	33	27
〃	〃 (〃)	66	(〃)
〃	洪積層細礫(飯倉・七隈)	55	(35)
〃	〃粗粒砂(〃)	55	(〃)

第 1 図　福岡炭田およびその周辺地質概略図（九州大学理学部地質学教室による）

第四紀	洪積層シルト・粘土・七隈	60	(35)	古第三紀	早良下層群 7尺層上炭（早良炭鉱坑内）	25	(30)
〃	〃 粘土（ 〃 ）	60～80	(〃)	〃	〃 ハサミ泥岩（ 〃 ）	17	〃
古第三紀	姪ノ浜層砂岩(姪ノ浜)			〃	〃下盤砂質泥岩（ 〃 ）	19	〃
〃	愛宕層 早良上層群 4尺層上盤砂岩（早良炭鉱坑内）	27	坑口 (30)	〃	〃 8尺層上盤砂岩（ 〃 ）	22	〃
〃	〃 石炭（ 〃 ）	19	(〃)	〃	〃 上炭	24	〃
〃	〃 3尺層上炭（ 〃 ）	25	(〃)	〃	〃 下炭	24	〃
〃	〃 〃 下炭（ 〃 ）	25	(〃)	〃	〃 下盤泥岩	17	〃
〃	〃 〃下盤泥岩（〃 ）	26	(〃)	〃	浦谷層礫岩(高江試錐コーア)	34	〃
〃	愛宕層 早良下層群 ハチマキガメ層 〃 ） 上盤砂岩	34	(〃)	〃	〃 砂岩（ 〃 ）	30	〃
〃	〃 上炭 〃 ）	47	(〃)	〃	〃 頁岩（ 〃 ）	21	〃
〃	〃 相盤泥岩 〃 ）	32～45	(〃)	〃	〃 炭質頁岩（ 〃 ）	26	〃
〃	〃 下炭 〃 ）	24	(〃)	〃	野間層礫層（ 〃 ）	30	〃
〃	〃 下盤泥岩（ 〃 ）	25～34	〃	〃	〃 砂岩（ 〃 ）	32	〃

古第三紀	残島層上部凝灰質粗粒砂岩	(残島)	30	(27)
〃	残島層基底礫岩	(〃)	34	(〃)
白 堊 紀	早良型花崗岩	(長垂)	39～47	(35)
〃	早良型花崗岩中のペグマタイト	(〃)	45	(〃)
三 畳 紀	糸島型花崗閃緑岩	(残島)	43	(27)
〃 糸	島型花崗岩中のアプライト閃緑岩	(〃)	100	(〃)
古 生 代	雲母片岩		27～30	(〃)
	雲母片岩中のアプライト		33～34	(〃)
	雲母片岩中のペグマタイト		33～38	(〃)

5. 結 語

調査地の岩石の放射能強度は，大体次のような順序で糸島型花崗閃緑岩を貫くアプライトがもつとも高く，洪積層中の泥岩がこれに次ぎ，古第三系の石炭がもつとも低い。

1) 糸島型花崗閃緑岩中のアプライト
2) 洪積層中の泥岩
3) 洪積層中の砂岩
4) 早良型花崗岩・糸島型花崗閃緑岩
5) 古第三系の泥岩
6) 古第三系の礫岩砂岩
7) 古第三系の石炭

堆積岩中の放射能強度は堆積速度が緩で，その媒質が酸性でない場合に高いような傾向が認められる。

(昭和 32 年 2 月調査)

文 献

1) 九州大学理学部地質学教室：福岡県地質図，1953
2) 九州帝国大学工学部採鉱学教室応用地質研究室：残島地質案内記
3) 松下久道：九州北部炭田の地質，九州鉱山学会誌，特別号，1949

551.76(523.1/.2 ：550.835

香川・徳島県境（引田―塩江間）放射能強度概査

宮久　三千年*

要　旨

香川・徳島県境に聳える阿讃山脈北面の中生層基底地域東半を調査した結果，次のような事実がみいだされた。すなわち，中生層（上部白堊系和泉層群）は従来から知られるように花崗岩類を不整合に被覆し，基底部は粗粒岩相からなるが，とくに香川県力石―大窪寺付近の東西約6 km にわたる部分および同県塩ノ江付近には，花崗岩類を直接覆うアルコーズ砂岩・黒色泥質岩互層があり，泥質岩の部分に弱い放射能異常が認められ，その強度は自然計数の1.5～2倍を示し，U_3O_8 0.00n ％を含む。これは基盤の花崗岩類中に含まれていた微量のウランが，黒色泥岩の堆積とともに選択的に再沈殿したものと考えられる。今回の概査では採掘可能な高品位鉱石はみいだされなかつた。また，その他の地質（基底花崗岩類・白鳥付近の岩脈群・ペグマタイト・アプライト・津田付近の両雲母花崗岩・和泉層群および新期火山噴出物）には，異常は認められない。

1. 緒　言

四国地方における昭和33年度核原料物質調査計画の一環として，同年8月1日から12日まで（実動10日間）上記地域（東半）の地質ならびに放射能強度概査を行なつた（その西半は清島信之が担当した）。この地域をとりあげた理由は次の2つである。

1)　花崗岩地域については，とくに香川県北部に知られるようなペグマタイト鉱床の存否

2)　白堊紀層については，花崗岩類を供給源とするので堆積岩中のウランの存否

放射能測定器具は Philips Pocket Battery Monitor である。

2. 位置および交通

調査地域は香川・徳島県境の阿讃山脈北部で，東は国鉄高徳線引田駅，白鳥本町駅の付近の海岸から，西山・入野山・大栖・多和を径て塩江鉱泉西方の内場ダム付近に至る，東西約 33 km の狭長な範囲である。この地域は高松・長尾・引田などを起点とするバスの便がよく発達し，山間部であるにかゝわらず，交通はたいして不便ではない。

* 愛媛大学文理学部，地質調査所併任

3. 地　形

阿讃山脈は東西に延びる海抜約 500～800 m の山地で比較的起伏に乏しい旧期平坦面が開析を受けたものであろう。その高度は西に高く，東に向かつて漸次低くなる。山脈の主体をなすものは白堊紀層で，北斜面（すなわち香川県側）の基盤花崗岩類との境界付近は東西に連なる低地帯をなし，南方の山地から北方の讃岐平野に流れる河谷のあるものは，この付近で東西方向に流路を変えている。

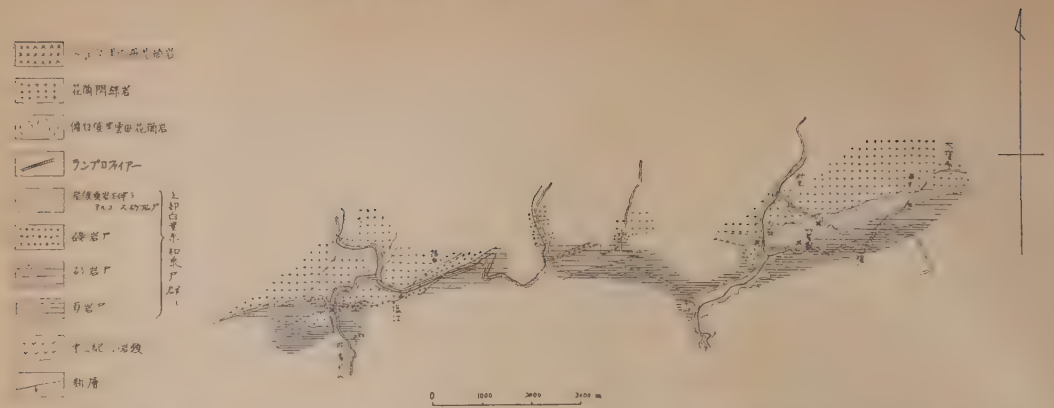
4. 地　質

4.1 花崗岩類

花崗岩類は北部に広く発達し，種々の岩相を有するがいずれも上部白堊紀層によつて不整合に被覆される。最も広く分布するものは黒雲母花崗岩～花崗閃緑岩で，このうち東方のものは粗粒塊状を呈し，多くは含角閃石黒雲母花崗岩であるが，とくに優黒質の岩相は認められず通常の黒色包有物も少ないが，白鳥式の細粒閃緑岩やランプロファイアーの岩脈～岩脈状ゼノリスをしばしば認める。西部のものは黒色包有物を含み，角閃石の多い粗粒花崗閃緑岩である。このほかに優白質粗粒の黒雲母花崗岩が白鳥町の虎丸山付近にあり，しばしば破砕構造を認め，高縄半島のいわゆる湯山型花崗岩に似ている。（この湯山型類似の花崗岩も，虎丸山西方の渓谷で観察されるように，明らかに和泉層群によつて不整合に覆われているのは興味ある事実である。なぜならば，高縄半島の湯山型花崗岩の時代については，領家時代説，白堊紀説，後白堊紀説など種々の意見があげられているからである。）以上の花崗岩類には，ペグマタイトや石英脈などはあまりみられない。内場ダム左岸にある紅色長石と灰色石英の粗大な集合からなる塊状ペグマタイト（露出部分の規模3 m×1 m）が，踏査の範囲内における唯一のみるべきもので，ほかに零細なペグマタイト脈，アプライト脈，石英脈があるのみである。

4.2 和泉層群

北限は花崗岩類を不整合に覆い，南限は調査地の南方徳島県において吉野川流域の沖積平野下に没し，おそらくその下で三波川系結晶片岩層と断層（中央構造線）で接



第 1 図　香川・徳島県境東部地域地質略図(内場ダム―塩江―大窪寺)　×は放射能弱異常がみいだされた地点

第 2 図　香川・徳島県境東部地域地質略図(大窪寺―虎丸山―引田)(凡例第 1 図に同じ)

するものであろう。白山健は岩相上から次のように区分した。

	西　部	東　部
上部	E　頁岩・砂岩互層	E_2　頁岩・砂岩互層 E_1　頁岩・砂岩・凝灰岩礫岩互層
	D　黒色頁岩層	D　黒色頁岩層
	B　基底礫岩層	B　基底礫岩層
下部	A　花崗質砂岩層	

平山によつて指摘された基底礫岩下部の花崗質岩に挟まれる黒色頁岩中に，やゝ注目すべき放射能を認めたことを記すにとゞめる。

5.　放射能異常の有無および強度

調査地域内に分布する岩石の放射能異常の測定結果はおゝよそ次の通りである。

(count 測定数 / 放射能強度 (cpm)，自然計数 (cpm) で表わす)

花崗閃緑岩類	1.2～1.8 (最高 64/35)
優白質花崗岩	1.2～1.5 (〃 54/34)
白鳥式ランプロファイアー	1 ～1.2 (〃 42/35)
ペグマタイト	1.5～1.7 〃 60/34)
花崗岩中の断層破砕帯	1.7 〃 57/33)
礫岩(基底)	1.2～1.9 (〃 64/33)
砂　岩	1.5～1.9 〃 66/35)
頁　岩	1.4～1.5 〃 49/33)
アルコーズ砂岩(基底)	1.3～1.7 (〃 57/34)
炭質頁岩 〃	1.2～2.3 〃 79/34)

以上のうち，炭質頁岩層が測定した対象物中では最も高い値を示すもので，以下それにつき観察事項を記す。

5.1　香川県大川郡長尾町槇川　(NE 1 km 槇川―大窪

図版 1　香川県大川郡長尾町根川 NE 1 km のアルコーズ砂岩(割れ目ある部分)と炭質頁岩(ハンマーの部分)

寺の中間)

和泉層群の基底面はみいだされず，ほゞ花崗岩との境界より水平的に 300 m 程度南に距たつた場所にアルコーズ砂岩・黒色頁岩の露出があり，後者は炭質物の小破片を多数含んで単層の厚さは 20～40 cm である(図版1参照)。放射能強度は頁岩が自然計数の 1.7 倍，アルコーズ砂岩が 1.3 倍を示す。

5.2　長尾町竹屋敷付近

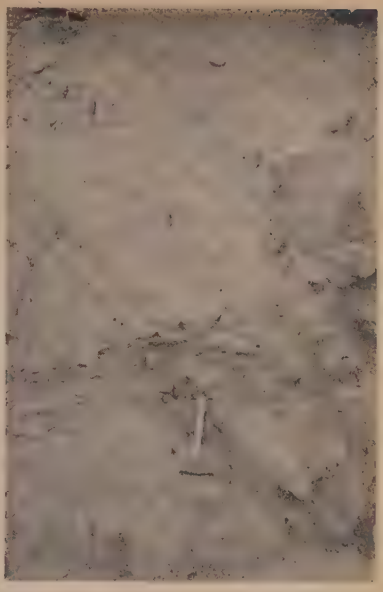
基盤の花崗閃緑岩上に不整合にのる厚さ 200～300 m のアルコーズ砂岩・黒色頁岩互層がある。おゝむね粗粒花崗質砂岩～白色細粒礫岩などの，層理を有する白つぽい粗粒岩を主とし，1 m 以下(通常 5～30 cm)の黒色頁岩を挟む。砂岩～細粒礫岩を構成するものは，おもに石英・長石・雲母で，ときに不整合直下の花崗岩類と区別し難い場合があることは，すでに平山健が指摘したところである。硫化鉄鉱の酸化によつて生じたらしい褐色の汚染が著しいこともある。黒色頁岩も均質でなく，花崗岩物質の砂や細礫を含んだり，かなり炭質物を挟むものもある。白色粗粒岩と黒色頁岩とが判然と互層をなす場合のほかに，両者が不規則に interfinger の状態を示したり，砂岩中に団塊状に頁岩の存することもある。また両者が漸移してその中間に青灰色の砂質頁岩が存する場合もみられる。これら全体が走向ほゞ NW，傾斜 35～50°S を示す，放射能強度は頁岩が最も高く，自然計数の 1.4～2 倍，粗粒岩では 1.3～1.6 倍である(図版2参照)。

5.3　長尾町力石付近

バス道路に沿つて水平に約 30 m の間に好露出のカッティングがあり，走向 N82°E，傾斜 50～55°S のアルコーズ砂岩中に 10 枚以上の黒色頁岩を挟み，後者は最も厚いもので 1 m に達する．放射能強度は最高自然計数の 2.3 倍である．

5.4　香川県香川郡塩江町内場ダム右岸

この付近の白亜紀層の基盤も花崗岩類で，不整合面の



図版 2　竹屋敷付近のアルコーズ砂岩に挟まれた黒色頁岩(ハンマーの柄の部分)

上に厚さ 8 m のアルコーズ砂岩があつて礫岩を欠き，5～7 枚の黒色頁岩の薄層を伴う。それらの上部に粒度不揃，マトリックス胸汰不良の無層理礫岩がのつている。全体として走向ほゞ EW，傾斜 35～45°S である。不整合面直上の互層部分の黒色頁岩の放射能強度は自然計数の 1.5～2 倍を示し，そのU含有量は後述のように25 g/t に達する(図版3参照)。

図版 3　香川県香川郡安原上西村内場ダム左岸の切取りにおける和泉層群(アルコーズ砂岩・黒色頁岩互層)の基底の不整合(ハンマーで示す)，直下の岩石は花崗閃緑岩

すなわち以上の 4 地点において弱い放射能異常とみるべきものが発見されたわけであるが，いずれの場所にも共通することは，基盤の花崗岩類の上に基底礫岩を欠除して直接上述のような特殊な堆積物がのつていることである。

採取試料(いずれも黒色頁岩)の化学分析を地質調査所

で行なつた結果は次の通りである。

試料番号	採 取 場 所	U_3O_8 (%)
No. 1	竹屋敷付近	0.002
No. 2	力 石	0.002
No. 3	横川 NE	0.000
No. 4	内場ダム右岸	0.003

分析: 望月常一

すなわちこれをU品位に換算すると No. 1, 2, 17 g/t, No. 4 25.4 g/t となり, 水成岩の平均含有量U 1.2 g/t に較べると 14～20 倍の濃集を示している。

6. 結 論

以上述べたとおり, 調査範囲においてかつて平山健[1]によつて記載された白亜系基底の特殊な堆積岩層より弱い放射能異常が認められ, 分析の結果3カ所のものがU品位 17～25 g/t を示した。すなわち現在知られる限りでは, U品位 0.00n %のオーダーであつて開発の価値に乏しい。しかしながら母岩はかかる放射性物質を濃集するのに都合のよい環境のものであり, また含ウラン物質の性質やウランの賦存状況も不明の点が多いので, なお今後の検討が必要だと思われる。

(昭和 33 年 8 月調査)

文 献

1) 平山 健: 7万5千分の1 脇町図幅および同説明書, 地質調査所, 1953

553 : 549.753.12 (521.83) : 550.85

岡山県新美川鉱山における放射性鉱物

上野三義* 五十嵐俊雄*

要旨

新美川鉱山は岡山県小田郡矢掛町下高末にあり，鉱山付近は「山陽型花崗岩」といわれている黒雲母花崗岩が広く分布し，閃緑岩質岩石・アプライト・ペグマタイトなどが所々に認められる。放射性鉱物は新美川鉱山の坑内で，閃緑岩質岩石中の割れ目に沿つた鉱脈または黄銅鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱が鉱染する部分に伴われる粘土様鉱物中に認められる。この粘土様鉱物は飴色または淡緑灰色を呈し，厚さ 2～3 mm の細脈をなし滑り面が発達する緻密軟質のものである。

これを選別濃集し，オートラジオグラフィー，放射能強度測定，X線粉末回折試験および化学分析をした結果緑鉛鉱と同定された。含緑鉛鉱粘土のウラン含量は U 0.26～0.29 %である。

1. 緒言

筆者らは昭和 31 年 7 月に岡山県の南西部にあたる笠岡市・井原市および小田郡矢掛町一帯にわたる地域で，ウラン鉱床の探査を行なつた。

その結果，新美川鉱山において顕著な放射能異常が認められたので，地質鉱床の概要と，放射性鉱物に対して行なつた若干の試験結果を報告する。

2. 位置および交通

新美川鉱山は小田郡矢掛町下高末にあり，矢掛町の東北方直距約 4 km の小田・吉備両郡境近くに位置し，矢掛町からバスで北上し，古浦にて下車，徒歩東方約 3.5 km で坑口に達する。

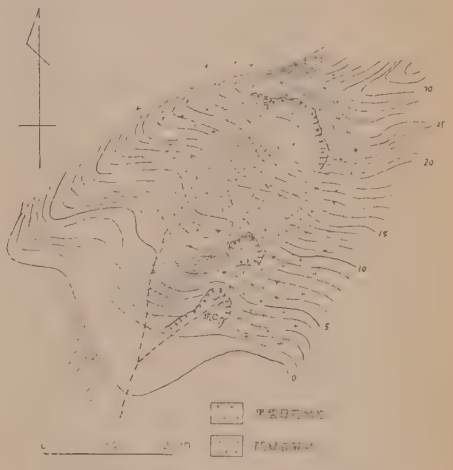
3. 沿革現況

本鉱山は大正 5 年頃開発に着手し，その後昭和 13 年，田辺角一外 1 名が試掘権を得，昭和 27 年以降は現鉱業権者林正幸（京都府在住）の手に移り，新美川鉱山と称して銅鉱の採掘を目的として一時探鉱したが，現在は休山中である。

4. 地質および放射性鉱物

新美川鉱山付近の地質はいわゆる「山陽型花崗岩」といわれる黒雲母花崗岩と，その捕獲岩と推定される閃緑岩質岩からなる。岩脈としては 2 : 3 の石英と長石を主要鉱物とするペグマタイト細脈，およびアプライトが認められるにすぎない。

花崗岩は灰白色ないし淡紅色，中粒ないし粗粒で主成分鉱物は正長石・斜長石・石英・黒雲母・角閃石からなり，副成分鉱物として磁鉄鉱・燐灰石・ジルコンなどを含有している。比較的均質で，山元付近に広く分布し，岩相の著しい変化は認められない。



第 1 図 新美川鉱山付近の地質図

鉱床は花崗岩中のほゞ南北に数 10 m 延びる閃緑岩質の小岩体中にあつて，母岩の割れ目に沿つた細脈状あるいは母岩中に鉱染した貧鉱からなる。鉱石は閃緑岩質岩に散在する黄銅鉱・方鉛鉱および閃亜鉛鉱を主とするもので，藍銅鉱などの二次鉱物を多量に生成している。しかし，岩体全部にわたつて鉱染状に散在するため，顕著な富鉱部を形成するに至らず，稼行に堪える部分はみられない。探鉱坑道内の地質・鉱床の概況は，新美川鉱山の坑内地質鉱床図に示したが，坑道の奥には数条の褐鉄鉱の小脈があり，しばしば自然銅がみられる。

放射能異常は褐鉄鉱を主とする鉱脈の最外部を覆い，方鉛鉱を伴う粘土様鉱物に認められ，Philips Pocket 社製 Battery Monitor によれば最高 162 cpm を示し，自然計数の約 4～5 倍の異常となる。放射性鉱物については後述するが，異常を示す粘土様鉱物は厚さ 2～3 mm で鉱脈，割れ目の複綜する延長 6 m にわたる部分に偏在

* 鉱業部

するのみであるから，今後の探鉱をまたねばその全貌を知ることはできないが，多くの鉱量は見込み難い。

次に放射性鉱物について実験を行なつた結果を記載する。

前に述べたようにこの粘土様鉱物は飴色ないし淡緑灰色を呈し，鉱脈と母岩の間に薄いフイルム状に産出し，滑り面が発達する。筆者らはこのサンプルを選別濃集し顕微鏡観察，オートラジオグラフィー，放射能強度測定，X線粉末回折試験および化学分析を行なつた。薄膜状の粘土様鉱物が附着している試料を，まず DCP-1 型ガイガー計数器を密着してその放射能強度を測定し，放射能異常が薄膜に存在すること (1800 cpm, 自然計数は 120cpm) を確認したのち，薄膜部のみを収集し水簸を行なうと，放射能異常は水簸残滓に残留する。これをさらに粒度別に分類すると放射能強度は第1表のようになる。

第 1 表

試料 No	粒度 (mesh)	測定値 (count) 5分間	総重量 (g)
1	40+	1379	21.1
2	40～100	987	12.9
3	100～200	650	6.9
4	200～	515	4.2

註： 測定はいずれも DCP-1 型ガイガー計数器，自然計数は 86 cpm，測定値は 5 分間の平均値である。
No. 1 試料は試料 1 として化学分析に供した。
No. 1, 2 は研磨薄片を作成し，顕微鏡観察，オートラジオグラフイーに使用した。
No. 2, 3 の試料を磁力選鉱を行なうと次のようになる。
(三田村製ハリモンド式7極磁力選鉱器使用)

No. 2 磁選結果

	磁極 (ガウス)	測定値 5分間	試料重量
弱	A 500 B 1,000 C 2,000	……微量	
	D 3,000	180	1.2g
	E 4,000	387	
強	F 5,000	445	
	G(非磁性)	1,590	9.5g

No. 3 磁選結果

A, B, C	微量	
D	145	0.8g
E	239	
F	391	
G	740	5.0g

註： 測定はいずれも DCP-1 型ガイガー計数器，自然計数は 73 cpm
No. 2 G は試料 2 として，No. 3 G は試料 3 として化学分析に供した。

この結果は比較的粒度の粗い緑鉛鉱様鉱物に放射能異常が認められることを示している。このことは選別過程で得られた試料による顕微鏡観察，オートラジオグラフィーによつても確かめられた。次に化学分析，X線粉末試験の結果を第2表および第3表に示すと，本鉱物は緑鉛鉱にきわめて類似する(緑鉛鉱の理想化学式は $(PbO)_{10}Cl_2(P_2O_5)_3$)。緑鉛鉱には著量のラジウムを含有するものが記載されている例もあり，本鉱山の緑鉛鉱はいわゆる放射性緑鉛鉱の範ちゆうに入るものであろう。

第2表 化学分析表

試料 No.	試料	Cu (%)	Pb (%)	Zn (%)	P (%)	U (%)
1	含緑鉛鉱粘土様鉱物	0.35	53.02	0.15	2.54	0.29
2	〃	0.30	54.30	0.22	2.55	0.28
3	〃	0.45	46.70	0.10	2.39	0.26
	銅粗鉱	1.13	1.99	0.15	1.81	0.003

分析： 藤貫 正

第3表 X線粉末回折試験

新美川鉱山 緑鉛鉱註1)		河東鉱山産 緑鉛鉱註2)	
強度 (I)	網面間隔 (d)	強度 (I)	網面間隔 (d)
		1	5.0
26	4.30	3	4.3
52	4.11	4	4.1
		1	3.7
44	3.35	3	3.37
37	3.25	4	3.26
100	2.961	10	2.97
48	2.882	1	2.88
		1	2.49
6	2.425	2	2.44
		3	2.27
		1	2.20
13	2.147	7	2.16
23	2.047	3	2.06
18	1.992	4	2.01
23	1.940	4	1.96
15	1.900	3	1.91
23	1.847	5	1.86
		1	1.72
		2	1.68
6	1.622	2	1.63
		2	1.62
6	1.583	2	1.60
		1	1.50
13	1.527	5	1.54
13	1.505	5	1.51

註1) Cu Kα, フィルター Ni 使用
2) 石森富太郎，脇博彦，牟田邦彦：本邦産緑鉛鉱ミメツト鉱系鉱物について，鉱物学雑誌，Vol. 2, No. 3, 1955

(昭和31年7月調査)

553.063：550.835＋550.85(523.2)

香川県手島の放射能強度調査

逸見・吉之助*

要　旨

香川県仲多度郡広島村手島の放射能異常地には，ペグマタイト脈とタングステン石英脈との2種類があり，(1) ペグマタイト脈はアプライトに伴い，ときに著しい強放射能を示すが，幅 20～30 cm でごく小規模である。(2) タングステン石英脈(廃坑)の放射能異常は，脈に接した雲母・柘榴石集合体および割れ目を充した粘土中にみられ，Philips Pocket Monitor で 100 cpm 前後（最高 161 cpm）であつた。岡山県三吉鉱山に類似の異常と考えられる。

島内一般岩石の放射能強度を測定した結果は，古生層 59 cpm，領家花崗岩 53，新期花崗岩 63(海上 34) であつた。

1. 緒　言

昭和32年10月31日から11月6日まで，手島の放射能強度の調査を行なつた。調査には清島信之の同行を得て，その調査結果を参考とすることができた。また，筆者は昭和31年夏にも本地域を調査しているので，その結果をも合わせて報告する。

調査にさいしては手島鉱山の関係者の便宜を受け，岡山大学学生大塚尚男，藤原道両君の助力をいたゞいた。ここに深甚なる謝意を表する。

2. 位置および交通

香川県仲多度郡広島村手島は瀬戸内海の塩飽諸島中の一島で，高松の西北西方 35 km の点にあり，島の東方には広島，南西方には小手島，西方 12 km には岡山県北木島がある。

手島に至る定期船は香川県丸亀から1日2回出ており3時間足らずで達する。岡山県の本土にも近く，船をやとえば下津井から1時間，玉島から2時間足らずで達するが，定期便はない。

島内の交通は平地および山地は小径があつて歩行自由であるが，海岸線には道路なく，満潮時は歩行不能の所が多い。

3. 地　形

手島は東西 2 km，南北 3 km の小島で，中央を東西に低地が走り，その南北に山地がある。北部山地は標高 217.4 m，南部山地は 134 m で，山地は比較的急峻である。海岸線は出入あり，所々に急崖をなして海に臨み，一方砂浜もみられる。

4. 地　質

手島北部山地は，主として古生代の粘板岩（一部砂岩質）からなり，南部は領家変成帯に属する片麻岩状花崗岩からなる。また北部においては新期の中粒黒雲母花崗岩が，古生層を屋根として海岸に露出し，接触部の古生層はホルンフェルス化している。低地には沖積層が発達し，田畑，砂浜をなしている。

片麻岩状花崗岩は一般に粗粒，ときに中粒の黒雲母花崗岩で，所によつては閃緑岩質および閃長岩質の部分もある。長石は紅色で，しばしば 1 cm 前後あるいはそれ以上の大きさの斑晶状の長石を含んでいる。片麻岩状構造を有し，東海岸で N45°E，西海岸で N70°E の方向性を示す。新期の花崗岩は一般に中粒の黒雲母花崗岩で長石は一般に白色，片麻岩状構造はみられない。

第1図　手島地質図

これらの岩石を切つて多類の岩脈が発達している。そ

* 岡山大学，地質調査所調査員

第 2 図 手島鉱山北浦坑第 5 坑坑道図(放射能は Philips Pocket Monitor による cpm, 坑内地質図は高さ 1.8 m の所を描いた)

のおもなものは, (1) 走向東西に近い細粒優黒雲母花崗岩質の岩脈(厚さ数 m~10 数 m)。(2) これとほゞ平行なアプライトおよびペグマタイト(幅 50 cm 前後あるいはそれ以下)。(3) 走向南北に近い石英脈(幅 1 m 以下)。(4) これとほゞ平行な珪岩岩脈(幅 1 m 前後)である。(3) および (4) は (1) および (2) の脈を明瞭に切つていて後期の貫入であることを示している。

ペグマタイト脈は南部の海岸に多数みられ, まれに著しい放射能を有する鉱物を含んでおり, 石英脈は北部の新期中粒花崗岩中にあつて, タングステンの鉱床となつている。

Philips Pocket Monitor による各岩石の放射能測定値は次のとおりである(カウント/min, 3 分間測定)。

海上(参考)	34	
古 生 層	53~69	平均 59
領家花崗岩	43~67	〃 53
新期花崗岩	57~69	〃 63

5. 放射能異常部

放射能異常は桑ノ浜のペグマタイトと手島鉱山北浦坑および同金ケ崎坑の坑内外にみられるものとの 2 種が認められた。

1) 桑ノ浜ペグマタイト: 島の南端にある加沙越鼻から, その北北東の桑ノ浜に至る中間にペグマタイトを伴うアプライト脈がある。走向 N60°E, ほゞ垂直の脈で, 幅 50 cm ほどのアプライト脈の中央 20~30 cm の間が, ペグマタイトとなつており, 粗粒の長石・石英・黒雲母の集合で, ときに柘榴石・磁鉄鉱を含む。昭和 31 年の調査のさい, ここで, 科研サーベーメーターで約 2,000 cpm を示す試料を採取したが, その部分は採取し尽くされ, 今回はとくに放射能の強いものを得ることはできなかつた。

手島南部海岸には同様のアプライト・ペグマタイト脈が多く, この例のようにまれに放射性鉱物を産する可能性は大きい。しかし, ペグマタイトの規模から考えて, ウラン資源としても, また長珪石の資源としても, とくに重要視するには及ばないものと考えられる。

2) 手島鉱山北浦坑: 島の北東端に近い北向き海岸に 1 号から 5 号までの坑道があり, 1 号および 4 号の坑内からは, かつて相当量の鉄マンガン重石を産出した。主要採掘跡は現在崩壊あるいは水溜して観察できず, 今回は坑口付近および坑内の貧鉱部で採掘されていない部分のみの調査に終わつた。

鉱脈は古生層との接触部に近い新期中粒黒雲母花崗岩中にあり, 脈の延長が古生層中にはいると急激に尖滅する傾向がある。走向 N20°E, 垂直に近い石英脈で, 1 号坑口付近の坑内では 1 m 前後の厚さを有し, タングステンの品位も良かつたというが, 現在みられるものは 30 cm 以下で品位も高くない。おもな鉱脈は 1 号, 2 号, 3 号, 4 号の 4 条であつて, 坑内の一部にはこれに直交する細脈もみられる。

放射能異常部は 4 号坑口および 5 号坑内にみられる。ともに古生層との接触部に近い花崗岩中に含まれる細粒の雲母・柘榴石の集合体である。

4 号坑口においては N50°E, 70°N の断層のすべり面に 0.2 m×1.2 m ほどの塊状をなして露出し, Philips Pocket Monitor で 161 cpm を数え, 周囲の岩石の 2 倍余である。

5 号坑内では 2 カ所にあり, その 1 つは古生層との接触部の花崗岩中にあり, 集合体に接した花崗岩が 58cpm, 古生層のホルンフェルスから 53 cpm であるのに対して雲母・柘榴石集合体は平均 103 cpm を数えた。他の 1 つは走向 N30 E, 傾斜 60 W の割れ目にみられ, 同様の雲母・柘榴石集合体のほかに, 暗灰色の粘土を含み,

前回の調査ではとくに強い放射能を認めたが，その後，特別な異常部は採集し尽されたので，今回は 90 cpm を数える部分が認められたにすぎない。

放射能異常と脈石英とは直接の関係はないようであつて，石英脈内に放射能低く，それに接した母岩に異常のある例も認められなかつた。たゞし，今回の観察は前述のようにタングステン賦鉱部のみについてであるから，タングステン鉱その他の鉱石鉱物が富む部分については予想できない。

3)　手島鉱山金ケ崎坑：島の西海岸の中央やゝ北寄りにあり，1号・2号の2坑道が掘られているが，1号坑は崩壊してはいることができなかつた。2号坑は N 25～40°E の石英脈を約 200 m 走向に沿つて採掘した跡であり，脈幅は部分的に 1 m にも達し，4～5 m の掘上り部分が多いが，全体としてタングステンの品位は高くなかつたという。坑内における放射能は中央部付近で全体としてやゝ高いようであるが，特別な異常部を発見することはできなかつた。

放射能異常部は1号・2号両坑の中間の露頭にみられ，古生層との接触部に近い花崗岩中に北浦坑におけると同様な雲母・柘榴石集合体の小塊があつて異常が認められる。この異常部も前回の調査にさいしては自然計数の5倍前後の放射能強度が認められたが，今回は周囲の花崗岩・古生層がともに 69 cpm を示すのに対して 90 cpm を数えたにすぎない。これは前回の異常部では集合体中に硫化鉱物を含んでいた部分が高かつたので，その部分を採集し尽したためであろう。

手島鉱山北浦坑および金ケ崎坑の放射能異常部は，雲母・柘榴石の細粒集合体であり，これが黄銅鉱などの硫化鉱物を含んだとき，あるいは，断層によつて粘土化されたときにとくに放射能が著しい。このような細粒の雲母集合体中に放射能のみられる例は，岡山県三吉鉱山17坑(原子燃料公社の第1号坑)にあり，三吉鉱山の場合は柘榴石はみられないが，産状が類似している。

6. 結　語

1)　手島においては，島北部のタングステン鉱床および島南部のペグマタイト脈に若干の放射能異常が認められる。

2)　前回の調査で認められた放射能異常部は，いずれもごく小規模であつたため，その後の試料採集によつて取り尽されており，新しい探鉱が行なわれていないので今回は特別高い放射能を示す鉱物ないし鉱石を採取することはできなかつた。

3)　タングステン鉱床に伴うものは，雲母・柘榴石の細粒集合体であつて，異常部は数カ所に認められるが，いずれも 1 m 以下の不規則な塊状であつて，現在みられているかぎりではウランまたはトリウムとしての資源的価値はきわめて低い。

4)　ペグマタイト脈の方は規模が小さく，稼行の対象にはなり難い。

(昭和 32 年 11 月調査)

553.552.3(522.3) : 550.835+550.85

佐賀県脊振山南西部の花崗岩地域における核原料資源調査

木下　亀城

調査区域は佐賀県富士村・三瀬村・脊振村および佐賀市の一部を占め，中生代各紀の花崗岩からなり，古いものから神崎花崗岩・東松浦花崗岩・佐賀花崗岩の3種に分けられる。各花崗岩は東西方向に帯状分布をなし，区域内においてはそれぞれ最大幅 15 km(神崎花崗岩)，2 km(東松浦花崗岩)，7 km(佐賀花崗岩) を示している。花崗岩地帯にはペグマタイト・アプライト・石英脈が存在するが，長石あるいは珪石の鉱床として価値あるものは少なく，かつて採掘されたものは杉山鉱山・広沢鉱山および大ノ原鉱床があるにすぎない。杉山鉱山および広沢鉱山の鉱床は明らかに佐賀花崗岩を運鉱岩とするものである。

この地域の鉱床のうち，杉山鉱山の鉱床については別に報告するのでその他のものについて要約する。

杉山部落の東方約2 km の地点にあるペグマタイトで広沢鉱山では含黒雲母・白雲母・花崗岩中にペグマタイトがあり，鉱体は走向 N70°E, 傾斜 70°W で脈幅 20～30 m のもの2～3枚が考えられる。南部採掘場の一部に 55 μR/hR の異常が認められたが，この部分は長石と白雲母の密集部分にあたり，鉱床の傾斜方向に向かつて一つの平面をなして露出している。この含放射性鉱物帯(曹長石+文象帯)を粉砕水簸して 40～100 mesh のものを電磁分離機で分離し，各部の鉱物組成を調べた。その結果によれば，杉山鉱山の放射性鉱物がフェルグソン石であるのに対して，当鉱山のものはサマルスキー石である。サマルスキー石は細粒で最大径2 mm，一般に1 mm 以下で大部分は分解して黄色土状物質に変化している。反射顕微鏡下ではフェルグソン石が銀白色であるのに対して，サマルスキー石はにぶい灰白色を呈し容易に識別されるが，研磨硬度，多色性(少)，HF で侵され難い点はきわめて類似している。このサマルスキー石については，X線粉末写真によつても確認した。なお当鉱山のペグマタイトの帯状構造は雑然としてわかり難いが，一般に，外側から内側へ，花崗岩質細粒部→文象部→曹長石部→中央石英部に区分される。このほか金立山鉱床（かつて水鉛を目的に探鉱されたペグマタイト）には，閃ウラン鉱(?)および燐灰ウラン鉱を産する。閃ウラン鉱様鉱物は長石中に産し，径1 mm 程度である。

調査地域内にはこのほかに佐賀銅山・上小副川・大ノ原・観音峠・鳥羽院・大楮の諸鉱床があるが，大ノ原で弱い異常が認められたほかには注目に値するものはない。要するにこの地域のペグマタイトの中で，放射性鉱物が比較的密集しているのは杉山鉱山(別報)・広沢鉱山・大ノ原鉱床・金立山鉱床で，そのうち前3者は地域内の他鉱床に比較して規模は遙かに大きい。(**抄録**：小関幸治)

553 : 552.3(521.12) : 550.835+550.85

岩手県赤金鉱山およびその周辺地のウラン鉱床探査

竹内常彦　南部松夫

昭和32年11月4日から26日間，地質調査所の委嘱によつて，赤金鉱山およびこの周辺地の核原料物質の探査に従事した。

測定は SS-2 型 Scintillation counter を用い，必要に応じて DC-P 7型，Philips PW 4010 型を併用した。調査したのは赤金鉱山を始めとする下記10鉱山18鉱床である。

岩手県江刺郡江刺町赤金鉱山
　赤金・丸森・二枚山・磁石山・東坑
　・栄・黄金坪・黄金沢各鉱床
〃　小山鉱山
岩手県上閉伊郡遠野町(旧小友村)大葛鉱山
〃　堂場鉱山
〃　蛭子館鉱山
〃　気仙郡世田米町　大鷲鉱山
　北坑(仮称)・南坑(仮称)各鉱床
〃　東磐井郡大東町　興田鉱山
〃　大東鉱山
〃　小黒滝鉱山

以上のうちで多少とも放射能異常が認められたのは赤金鉱山の諸鉱床で，他の鉱床には認められない。

赤金鉱山の坑外における自然数は SS-2 型 Scintillation

counter で 700 cpm 程度である。これに対し，坑内の石灰岩中では 300～500 cpm で例外なく自然数より低く斑糲岩中では 300 cpm 程度にすぎない。またホルンフェルス，チャート様岩の中では 600～900 cpm で，自然数とほゞ等しい数値を示す。鉱石は 300～1,500 cpm の範囲内にあるが，多くの場合は 400～600 cpm であつて，1,500 cpm に達するものは近傍に石英斑岩その他の中～酸性の脈岩が存在する場合に限られているようである。スカルン中では 400～1,800 cpm の範囲内に変動し，多くのものは 600～800 cpm で自然数にほゞ等しく，鉱石よりやゝ多い傾向がみられる。1,800 cpm のものは鉱石の場合と同様に近接する火成岩の影響によるものである。

以上に対し，鉱床母岩を貫く花崗岩質脈岩類は 1,500～2,500 cpm のものが普通で，1,000 cpm 以下のものはほとんど認められない。とくに通洞坑の坑口から約 700 m の地点にある幅約 1 m の脈岩は，35,000 cpm に達する。この脈岩にはやゝ多量のジルコンが含まれているものであるが，その経済的な価値は乏しいものと考えられる。

553：551.73＋551.78＋552.3(521.83)：550.835＋550.85

岡山県三吉鉱山北部地区調査概報

浜地忠男　小村幸二郎

鉱床は岡山県倉敷市大字西坂，浅原にあつて，山陽本線倉敷駅北方約 4 km の距離にある。

当地に至るには倉敷駅前から総社行バスにより鉱山東方の県道に達し，こゝから徒歩約 5 分を要し，交通至便である。

当鉱床は大正の初期，広島の瀬良某が稼行に着手し，昭和 2～3 年および同 16～17 年頃内田某により一部採掘された。昭和 20 年に現鉱業権者の所有となり，同 28 年選鉱場を完成し，採掘に着手したが同 29 年 9 月事情により休山した。調査当時は休山していた。

調査区域を構成するのは古生層(主として粘板岩)・黒雲母花崗岩(ペグマタイトを胚胎する)および第三紀層(砂礫)で，古生層および第三紀層は山嶺にのみ分布する。

古生層はルーフ状に小範囲に分布しており，走向ほゞ南北，西方へ約 20° 傾斜する。

黒雲母花崗岩は一般に中粒等粒であるが，やゝ斑状を呈するものの分布も広い。粗粒なものは少ない。これらの相互関係は漸移である。これらは石英・正長石・微斜長石・斜長石を主成分鉱物とし，副成分鉱物としては褐簾石・燐灰岩・ジルコン・磁鉄鉱等を含んでいる。ペグマタイトは 2 カ所に認められ，非常に不規則な塊状ないしレンズ状をなして花崗岩中に分布している。

第三紀層は調査地区北東部にきわめて小範囲に花崗岩を不整合に被覆して分布する。

これら地質と放射能強度との変化はそれぞれ一般に対応しており，古生層と第三紀層とは一般に放射能強度は小さく，鉱脈は一般に大きく，とくに大きい値は砒銅ウラン鉱が肉眼的に認められる部分である。

鉱床は花崗岩中に胚胎する石英脈でグライゼンを伴う。主要な鉱石鉱物は鉄マンガン重石で，灰重石・錫石・硫砒鉄鉱・黄銅鉱・黄鉄鉱・輝水鉛鉱を伴う。

鉱脈の走向および傾斜は花崗岩の節理の方向および傾斜とまつたく一致していて，走向 N10～30°W，傾斜 70～85°E であるが，まれには N10～40°E の走向を示す。

石英脈の幅は普通 5～30 cm，グライゼンの幅は 5～100 cm で，走向延長数 100 m に達するものもあるが，調査区域内の鉱脈は劣勢で，走向方向に最大 50 m 程度しか追跡できない。これらの鉱脈は三吉鉱山の主要鉱脈群である 10 坑，11 坑，17 坑，12 坑で探鉱された鉱床の北方の延びである。今回の調査では，2 つの露頭で砒銅ウラン鉱の存在が認められた。砒銅ウラン鉱はグライゼンのなかにきわめて微量散在するにすぎない。他の鉱脈は放射能強度も小さく，ウラン存在の可能性はほとんどない。

要するに今回の調査では，僅かに砒銅ウラン鉱の存在が 2 つの鉱脈で認められたにすぎず，しかも鉱脈の規模も，南方の主要鉱床群に較べてきわめて小さく，ウランを対象としても，タングステンを対象としても経済的に価値のある鉱床とは考えられない。

補稿　本調査終了後原子燃料公社により探鉱坑道が掘進され，2 坑下部からコッフィン石が同定された。この産状は，グライゼンおよび石英脈を切る後期の細脈中に黄銅鉱・黄鉄鉱・閃亜鉛鉱・螢石・緑泥石，ときには氷長石などと密接に関係して産しており，コッフィン石の格子常数は $a_0=6.94$ Å，$C_0=6.22$ Å と計算されている。また 1956 年以来疑問とされていた 17 坑坑内の放射能異常を示すグライゼンは，その後，逸見により詳細に研究され，グライゼン中に含有されるゼノタイム・モナズ石およびジルコンによるものとされた。

553.495(521.84/.85+523.3) : 550.835

瀬戸内地区(山口・広島・愛媛)核原料物質調査の概要

肥 田 昇 (抄 録)

まえがき

こゝで瀬戸内地区というのは,山口県・広島県および愛媛県の一部について,昭和32年度に核原料資源調査を行なつた調査地域の整理上の呼称である。

この地区で概況調査として取上げた鉱山地区は,山口県下3,広島県下3,山口・広島県境1および愛媛県下3となつているが,各地区の調査者は第1表の通りである。

第1表 調査地区および調査者一覧表

1. 山口県下関・小月地区 下平文男・山田正春 (33年1月～2月)
2. 山口県防府市松ケ谷鉱山 山田正春 (32年9月)
3. 山口県佐波郡徳地町八坂・銅谷北野・茂知木地区 下平文男・山田正春(32年11月, 33年2月)
4. 広島・山口県境地区 木野崎吉郎 (32年11月～12月)
5. 広島県三原地区 山田正春(32年8月～9月)
6. 広島県府中地区 添田 晶
7. 広島県豊田郡生口島地区 竹田英夫・清島信之 (32年2月)
8. 愛媛県越智郡玉川鉱山 宮久三千年 (32年12月)
9. 愛媛県温泉郡北条町立岩鉱山 宮久三千年(33年1月)

これら各地区のうち放射能異常を認めたものは4地区であるが,このうちさらに詳細な調査を実施したものは山口県八坂・銅谷地区のみである。

こゝに以下各地区の調査の概要を要約して取り纒め,瀬戸内地区の調査報告とする。

1. 地質概要

瀬戸内地区のうち愛媛県を除く山口・広島両県下ではほゞ同様の地質である。

山口・広島両県下の瀬戸内沿岸地区には広範囲に花崗岩が分布し,この周縁部には古期岩層が分布している。

調査の対象となつた各地の鉱床は,これら花崗岩を中心として,花崗岩およびその周辺の岩層中に賦存するものである。

古期岩層は三郡変成岩・領家変成岩および不変成古生層と中生層を主とするが,三郡変成岩類は山口市周辺,徳山市北方地区に,また領家変成岩類は岩国市を中心とする広島県境地区に主として分布し,不変成古生層および中生層は下関市北東方地区に分布している。

花崗岩の大部分はいわゆる山陽型花崗岩であつて,白亜紀末の貫入によるといわれている。貫入を受けた古生層は局部的に変成されてホルンフェルスになつている。中国地方の花崗岩についてはすでに小島丈児などの研究があるが,今回の対象地域の花崗岩の大部分が,この山陽型花崗岩である。

この花崗岩は,一般に淡紅色斑状のカリ長石を特徴とする粗粒の花崗岩で,周縁部は細粒,かつ半花崗岩質となり,閃雲花崗岩に移化する部分もある。

放射能異常を示した八坂・銅谷(山口県),松ケ谷(山口県),瀬戸田・南生口(広島県)の各鉱山はこの花崗岩中にあり,とくに八坂・銅谷・瀬戸田および南生口の含ウラン鉱床は細粒質花崗岩中に賦存していることは特徴的な事実といえよう。

このほか花崗斑岩と石英斑岩などがあるが,前者は上記花崗岩と密接な関係を有するものと,後期の貫入岩体とに分かれ,また石英斑岩は一般に岩脈をなして花崗岩および周辺の岩体を貫いている。

愛媛県下のものについては,対象はペグマタイト地域で,この地域を含む高縄半島の大部分が花崗岩類からなつている。最も広い範囲を占めるものは粗粒含角閃石黒雲母花崗岩～花崗閃緑岩で,これらは古期花崗岩とされている。これら花崗岩類を貫いて中～細粒優白質黒雲母花崗岩が発達するが,この岩体は多くの小さいペグマタイトを伴つている。このペグマタイトを伴う花崗岩体はこの高縄半島を占める古期花崗岩(領家期)を貫くさらに新しい白亜紀のものと推定される。

以上調査鉱床と密接に関連ある花崗岩が,山口・広島県下のものと,愛媛県下のものがいずれも白亜紀のものであることは共通しているが,両者の相互関係は不明である。

2. 調査の概要

この調査中異常を示したものについては,さらに改めて調査を実施しているので,こゝでは異常の有無を中心として表示する。

第 2 表　調 査 概 要 表

地　域	鉱山名（または地名）	地質および鉱床	放射能測定器，自然放射能**	調 査 の 概 要
山口県下関市小月および その周辺	小　月	山陽型花崗岩と時代未詳の古生層の接触部付近の古生層中のレンズ状～板状鉱床で，磁硫鉄鉱を主とし少量の黄銅鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱・スカルン鉱物を伴う。	DCP-5型 一部Philips monitor	0.005～0.007 mR/hR で異常は認められない
	吉　田	山陽型花崗岩と三郡変成岩の黒色片岩との接触部の片岩中の鉱床で東西性の劣勢鉱脈2，3，磁硫鉄鉱を主とし，一部スカルン鉱物を認める	DCP-5型 0.005～0.008 mR/hR Philips monitor 35±cpm	鉱　　脈 0.003～0.007 mR/hR 同上粘土 0.008～0.01 mR/hR で異常は認められない。
	谷井鉱床 上小月鉱床 金堀鉱床	三畳紀美禰層群中の砕層（谷井），山陽型花崗岩と古生層の粘板岩（上小月および金堀）からなる。いずれも磁硫鉄鉱を主とするもの。		谷井坑内外，30～45 cpm 上小月古生層 30±cpm，花崗岩 70～80 cpm 金　堀　0.005～0.01 mR/hR で異常は認められない。
山口県防府市北方	松ケ谷*	山陽型黒雲母花崗岩と，ルーフペンダント状の三郡変成岩類（主として雲母片岩）からなる。ペグマタイトを稼行（100 t/月）する鉱床であるが，ヤビツ谷鉱床中の気成型石英脈は放射能異常を示している。石英脈は N40～60°W 系のものは小規模なグライゼンを伴っている。 現在珪石・長石を採掘中。	0.032～0.036 mR/hR	石英脈は全般に放射能強度が高く 0.05 mR/hR 以上を示す。石英を伴わぬグライゼン（幅 2～3 cm）では 0.13～0.14 mR/hR を示す。 ペグマタイト質石英脈では 0.03～0.08 mR/hR である。松ケ谷鉱山の5カ所のペグマタイトでは，肉眼的には放射能鉱物は認められない。
山口県豊浦郡徳地町	八　坂*	山陽型花崗岩および三郡変成岩類（主として黒色片岩）からなる。花崗岩は斑状～細粒花崗岩と粗粒花崗岩に分けられ，東西系および南北系の裂罅が多いが，鉱化作用は南北系の裂罅にみられる。この鉱床はときに破砕帯を伴い，珪化，絹雲母化作用を認める含銅—緑泥石—石英脈で脈幅は 1 cm～1 m の膨縮性に富んだ，延長はかなりあるが鉱化作用は劣勢で少量の黄銅鉱・斑銅鉱・黄鉄鉱を伴う。	テン型サーベーメーター 30 cpm± Philips monitor 34 cpm±	地並坑，中段坑，下段坑のうち地並坑（約 400 m）は全般に異常を示すが落合直り付近の走向延長約 10 m の間の富鉱部を中心としてとくに異常が著しい（Philips monitor 富鉱部 1,000～1,400 cpm 緑泥石化帯（硫化鉱物を含む） 700～800 cpm 緑泥石化帯 100～500 cpm 中段坑，下段坑では黄銅鉱に富む部分でも 70～80 cpm（テン型）で顕著なものがない。 粗鉱品位 0.18% U_3O_8（本所分析）
	銅　谷	地質は八坂鉱山と同様であるが，鉱床付近は斑状構造の明瞭な黒雲母花崗岩で，淡紅色カリ長石が特徴的である。鉱床は N30～45°E の走向の数本の含銅緑泥石石英脈で劣勢。鉱石は黄銅鉱・斑銅鉱・孔雀石・黄鉄鉱・褐鉄鉱等からなる。		母岩は 60～80 cpm（テン型）でやゝ高いが，鉱脈の3カ所でやゝ高い異常を認めている。 100～200 cpm の部分と，さらに高い部分では最高 300～500 cpm を示すが鉱脈は劣勢である。たゞし坑内の自然係数 100 cpm
	戸　綱	一般地質は八坂と同様である。斑状質花崗岩で，N30～65°E の裂罅を充たした含銅緑泥石石英脈であるが鉱況は劣勢。	テン型サーベーメーター 30 cpm Philips monitor 34 cpm±	母岩の 60～70 cpm に対し，鉱脈富鉱部がやゝ高く 100～120 cpm を示している
	北　野	斑状～細粒花崗岩で，鉱脈は N20～65°E の走向を有する裂罅を充たした劣勢脈3。		坑内自然係数はやゝ高く 80～100cpm 母岩で60～80 cpm，鉱脈部で100～150 cpm で異常を示していない。
	茂知木	鉱床付近はカリ長石・斜長石石英・黒雲母および角閃石からなるおおむね中粒質の花崗岩で，鉱脈は方鉛鉱・閃亜鉛鉱を含む，緑泥石化，珪化作用を伴う石英脈で，劣勢。		母岩 60～90 cpm，鉱脈 60～80 cpm で異常は認められない。
	広島県佐伯郡佐伯町虫所山	古生層と白亜紀末の花崗岩類からなり，小規模のペグマタイトのレンズ点在する。	DCP-3型 42 cpm	異常は認められない。
	羅漢山重石旧坑	細粒花崗岩中の石英脈。	57 cpm	異常は認められない。

地　域	鉱山名（または地名）	地質および鉱床	放射能測定器，自然放射能**	調査の概要
広島・山口県境地区	友田・広原重石旧坑	粗粒黒雲母花崗岩でN80°W,20°Nの鉄・マンガン重石石英脈2～3条のほか，グライゼンを伴う石英脈2条ある。	坑外 47 cpm	母岩では 61 cpm±，石英脈 51～74 cpm で異常はない。
	広島県大竹市付近栗谷町谷	粗粒黒雲母花崗岩を主とする。一部に道路上に磁鉄鉱を伴う閃長岩の小岩体が NNW 線上に花崗岩中に点在する，規模は小さい。	34～53 cpm	閃長岩体 30～35 cpm，まれに 60～100 cpm 磁鉄鉱石 31～50，粗粒黒雲母花崗岩 52±，脈粘土 60～70
	玖波町傘山閃長岩	花崗岩中に黄鉄鉱および少量の黄銅鉱を伴う閃長岩の小岩体。	56 cpm±	花崗岩 82 cpm 閃長岩 86～104，黄鉄鉱を含む緑色鉱物 108
	山口県玖珂郡錦町高根地方向峠重石旧坑	粗粒黒雲母花崗岩を主とし，一部古生層のホルンフェルスがルーフペンダントとして分布している。重石鉱床は古生層砂質岩と細粒花崗岩との境近くに賦存している。ペグマタイトレンズが多い。	坑外 39 cpm	坑内 68 cpm 母岩 74～87，ペグマタイト 73～82，ペグマタイト黒雲母部 108, 129 異常は認められない。
	大　栩 ペグマタイト	細粒花崗岩と砂質ホルンフェルスとの境界部のペグマタイト質珪石。レンズ長さは 10 m 以内，周辺には紅色長石の巨晶が発達している。	坑外 36 cpm	石　英 20 cpm 長　石 67 cpm 黒雲母帯 43 cpm 異常を認めない。
	宇佐郷螢石旧坑	古生層・頁岩・砂岩のホルンフェルスと，粗粒黒雲母花崗岩の接触部の花崗岩中に幅 1 m±，N60°E ほゞ垂直に胚胎する。	坑外 36 cpm	螢石・石英廃石 30～40 cpm 異常を認めない。 花崗岩 52 cpm
広島県三原市周辺	神　武* 三　原*	古生層（粘板岩・珪岩・緑色岩類石灰岩）と，石英斑岩・花崗岩・花崗斑岩等からなり，花崗岩は黒雲母花崗岩で，この地区のおもな鉱床はこの花崗岩の貫入に関連あるものである いずれも螢石鉱床で，粗粒質黒雲母花崗岩と，粘板岩および珪岩の互層からなる古生層がルーフペンダント状に分布し，螢石鉱床はこの両岩中にある。鉱石は螢石のほか黄銅鉱・藍銅鉱・斑銅鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱・磁硫鉄鉱など少量ある。	DCP-5 型 0.002mR/hR Philips monitor 34 cpm	花崗岩中のもの，古生層中のものいずれも全般に 0.001～0.005 mR/hR で異常認められない。一部スカルン帯のもので 0.005～0.007 mR/hR でやゝ高かつたのみである。
	瀬戸内	地質は前記と同様である。鉱床は花崗岩と粘板岩の接触部の高温交代鉱床と，石英斑岩との接触部付近の古生層中にある鉱脈型の鉱床がある。 前者は登坑でスカルン鉱物のみ花ノ木坑・須波坑・馬ノ背坑などあり黄銅鉱・閃亜鉛鉱・硫砒鉄鉱などを伴う。		母岩，鉱床とも 0.001～0.004mR/hR で変化がない。とくにスカルン帯・珪化帯・古生層などの変化もなく異常が認められない。
	佐江崎	鉱床は小レンズ状石灰岩を挟む。粘板岩の境界付近に胚胎される磁硫鉄鉱を主とし，少量の銅鉱を含む鉱脈で，ほかにスカルン帯を伴うレンズ状塊状の鉱床がある。		母岩，鉱体とも差はない。40 cpm
	大　師	中粒質の黒雲母花崗岩からなるがこの中に N70°E 方向にグライゼンを伴う石英脈があり，タングステンを探鉱した。		石英脈で 55～60 cpm 花崗岩 86～90 cpm
	正　和（駅家町）	古生層粘板岩中の走向 N30°E，傾斜70°の破砕帯に発達する方鉛鉱・黄鉄鉱・黄銅鉱床（清水谷坑），古生層凝灰質砂岩中の N10°E，傾斜 70～80° の方鉛鉱・黄銅鉱脈（七口坑）。	Philips monitor 32 cpm	鉱　石 44～50 cpm 破砕帯 35～40 cpm 鉱　石 28～33 cpm 異常を認めない。
	常　栄（新市町）	白堊紀末の角閃石・黒雲母・花崗岩中の N20～40°E，傾斜 70°S 内外の脈状鉱床で，平行脈 3 本。黄銅鉱・閃亜鉛鉱・黄鉄鉱 母岩は緑泥石化・絹雲母化作用が著しい。	31 cpm	母岩変質を受けた部分 43 cpm 坑外ズリ（鉱石鉱染）40～52 cpm 坑内ズリ 47～50 cpm 異常を認めない。

地　域	鉱山名（または地名）	地質および鉱床	放射能測定器自然放射能，**	調査の概要
広島県府中地区	赤　滝（藤尾村）	古生層の粘板岩と珪岩からなり，鉱床はN10°Wの粘土脈に伴つたものと思われるが不明。母岩は緑泥石化・珪化作用を受けている。		変質帯　50～68 cpm
	広　栄（新市町）	黒雲母花崗岩中のグライゼンを伴う　黄銅鉱・閃亜鉛鉱・黄鉄鉱鉱床で脈幅は広かつたといわれる。	31 cpm	鉱石を含むグライゼン　82～86 cpm
	荒　谷（府中市）	ホルンフェルス化した粘板岩中の閃亜鉛鉱・黄銅鉱鉱床，詳細不明	31 cpm	坑外研　32 cpm
	父　尾（藤尾村）	古生層粘板岩中の走向N30～40°E，傾斜 30～40°NW の脈状鉱床で，閃亜鉛鉱・黄銅鉱・黄鉄鉱を伴い，脈石鉱物として石英，緑泥石を伴う。	33 cpm	粘板岩　67～76 cpm 鉱　石　47～54 cpm 変質部　50～80 cpm
	川井谷（藤尾村）	古生層粘板岩中の走向 N10°E，傾斜 75°E の石英・閃亜鉛鉱・黄鉄鉱・黄銅鉱脈・母岩は珪化・緑泥石化作用が著しい。	33 cpm	鉱　脈　38～45 cpm 母岩変質部　32～40 cpm
広島県豊田郡生口島	瀬戸田*（瀬戸田町）	古生層（粘板岩・砂岩・礫質砂岩など）といわゆる広島型花崗岩および岩脈類からなり古生層はホルンフェルス化している。花崗岩は粗粒花崗岩と細粒花崗岩からなり両者は移化している。 細粒花崗岩中に発達する鉄マンガン重石石英脈で N10°E，60～70°N の平行脈2条，幅 20 cm（元山坑）ほぼ同一走向の幅 10～20cm の3条の平行脈（向山坑），走向 EW，傾斜 60～70°N の鉱脈（寺山坑）などがある。 母岩は一部グライゼン化を受けている。	Philips monitor	母岩平均　46 cpm グライゼン部平均　48 cpm 鉱脈平均　50 cpm 精鉱平均　54 cpm オートラジオグラフで一部感光した程度の異常があつた。
	南生口	細粒花崗岩中の含輝水鉛鉱石英脈走向 NS～N20°W，傾斜 50°W，幅 5～10 cm の細脈数条，弱いグライゼン化を受けている。鉱石は鱗片状輝水鉛鉱のほかに，黄鉛鉱・黄銅鉱・硫砒鉄鉱・閃亜鉛鉱および少量の鉄マンガン重石を随伴する。		瀬戸田鉱山よりも全般に高く，1号坑鉱脈では 104 cpm，その他 80～100cpm の部分2カ所が認められた。これはとくに硫砒鉛鉱を含む部分に認められた。 母岩平均　50 cpm 鉱脈平均　59 cpm
愛媛県高縄半島	玉川（越智郡玉川村）	粗粒角閃石黒雲母花崗岩の広い分布（松山花崗岩）と粗粒優白質花崗岩（湯山型）の分布があり，後者には内部および周辺部に多数のペグマタイトを伴う。玉川鉱床は1条のレンズ状主鉱体と周辺の小鉱体からなつている。 本体は走向 N40°W，幅最大 20 m，延長 40 m 余，石英・カリ長石を主として黒雲母・白雲母・ザクロ石などからなる。	Philips monitor	ペグマタイトを切る熱変質帯が発達しているが，この部分の異常が認められ，硫化物―緑泥石―粘土鉱物の濃集部分が高く，500 cpm 以上を示す部分は 10 点に及んでいる。異常の源は不明である。
	立　岩*（温泉郡北条町）	玉川鉱床とほぼ同様の地質であり立岩鉱床のペグマタイトは主要なもの1条のみで他は細脈のみで走向は NW～SE で，傾斜不明，幅 15 m，延長 40 m，長石・石英を主として黒雲母その他各種の鉱物を伴う。		母　岩　自然計数の 1.2～1.5 倍 鉱ノ内　〃　1.5～3 倍 褐簾石，トロゴム石などの放射性鉱物を黒雲母の比較的大きい結晶に伴いこれを目的に四国ウラン K.K. が採掘中。

* は調査当時稼行中あるいは小規模に探鉱中のもので，* 印以外は全部休山中のものである。
表中ウランを稼行中のものは立岩鉱山（四国ウラン鉱業 K K.）で，珪石・長石のほかに褐簾石を採掘している。

** DCP- 5 型　日本無線医理学研究所製シンチレーション
DCP- 3 型　同　上　ガイガー
テンサーメーター　神戸工業(株)製ガイガー
Philips monitor　オランダフイリップス社製　小型ガイガー
cpm（毎分カウント数）　mR/hR

553.43/.44+553.462(521.76) : 550.835+550.85

奈良県南部地域の放射能強度調査

小村幸二郎　大町北一郎

当地域には熊野酸性火成岩が発達し，また多くの金属鉱床が分布する．筆者らは，昭和32年12月3日から16日まで，朝町三盛のモリブデン・銅鉱床，鉛山および南海の銅・鉛・亜鉛鉱床について放射能強度調査を行なつた。測定には Philips Pocket Battery Monitor および医理学研究所製の DCP-3 型ガイガーを使用した

各鉱山における放射能強度は次表のとおりで，一応概略的に知ることができた。しかし，これらの鉱山においては，とくに注意されるべき放射能異常は認められなかつた。

鉱山名	放射能強度(DCP-3 による) cpm				
	坑内(空間)	鉱脈	鉱石	母岩	自然数
第1朝町三盛	32	32	30**	33	30
第2朝町三盛	31	31	29**	31	28
鉛山		30～46*	31**		22～47
南海			41**		27～40

* 野外露頭において測定したもの
** 野外において測定したもの

553.495(522.3)

佐賀県杉山鉱山における核原料資源について

木下亀城

杉山鉱山は佐賀県小城郡富士村字杉山（7万5千分の1地質図小城）にあつて，国鉄線佐賀駅からバスなどにより約1.5時間で達する。

付近の地質は黒雲母花崗岩と，それを貫く両雲母花崗岩からなり，後者は岩体の中央部は白雲母花崗岩となつている

鉱床は前に両花崗岩の接触部に近い両岩中数10 m 四方の範囲にある6個のペグマタイトおよび石英脈からなる。ほかに 25m×50 m の範囲内に珪石の転石鉱床があり調査当時 300t/月の珪石を出荷していた。

Scintillation counter による現地測定の放射能強度は，自然計数 5 μR/hR のときに，黒雲母花崗岩 3～4，白雲母花崗岩5～13，ペグマタイト 7～20 μR/hR であつた

ペグマタイトの異常はおもにそのなかに含有されているフェルグソン石によるものと思われる。

放射性鉱物は1号，5号鉱床から認められ，ペグマタイト中の赤褐色になつた長石中にあつて，フェルグソン石・変種ジルコン・モナズ石・コロンブ石などが認められた。フェルグソン石はカリ長石帯から産し，ほとんどメタミクト状態にある。変種ジルコンはカリ長石帯から少量産する。モナズ石は桃白色カリ長石の割れ目に存在する。ジルコンは5号鉱床から緑泥石とともに産したといわれる。

ペグマタイト中の放射性鉱物はごく微量であつて，とくに資源的意味は認められない。（**抄録**：林　昇一郎）

539.156:521.14

秋田県太良・立又および明又鉱床における放射能強度分布概査

岡野　武雄

1. 緒　言

昭和32年に太良鉱山(秋田県山本郡藤里村),立又鉱山(秋田県北秋田郡比内町)および明又鉱山(秋田県北秋田郡鷹巣町明又)の核原料資源の調査を行なつた。これらの鉱山はいずれも粗鉱 1,600～4,500 t の銅・亜鉛鉱が採掘されている。

2. 地質および鉱床

2.1 太良鉱山

付近の地質は第三系中新統に属する緑色凝灰岩・凝灰角礫岩・珪質頁岩と,石英粗面岩・両輝石安山岩・変朽安山岩等の火成岩類から構成されている。鉱床は緑色凝灰岩・凝灰角礫岩・珪質頁岩中の鉱脈鉱床で,主要な鉱脈は7条ある。いずれも走向はほゞ東西で,南または北に70～80°傾斜する。鉱脈構成鉱物としては閃亜鉛鉱・方鉛鉱・黄銅鉱・黄鉄鉱・石英・方解石・アンケライト等である。

2.2 立又鉱山

鉱山付近の地質は中新統の緑色凝灰岩・凝灰角礫岩と変朽安山岩・安山岩・石英粗面岩,さらに第三紀層を貫く石英閃緑岩から構成されている。

鉱床は鉱脈をなし,主要なもの5条,いずれも走向N20～30°E´の平行脈である。

鉱石鉱物としては,黄鉄鉱・磁硫鉄鉱・黄銅鉱・磁鉄鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱を主とし脈石鉱物として,石英・方解石・緑泥石・緑簾石・絹雲母・菱マンガン鉱がある。

2.3 明又鉱山

第三系の緑色凝灰岩・凝灰角礫岩・変朽安山岩中の鉱脈鉱床で,主要なもの3条ある。

鉱石鉱物としては,黄鉄鉱・黄銅鉱・磁硫鉄鉱等がみられる。

3. 放射能強度

3.1 使用した器具

調査に使用した器具は立又・明又鉱山では Philips Pocket Battery Monitor PW 4010 型の Geiger counter, 太良鉱山では Scintiscope (Scintillation counter, Scientific Instrument Co. Inc.) と Philips PW-4010 である。

3.2 調査方法

測定器を坑道壁面,鉱脈部に近づけながら緩歩し,各々少注目すべき地点,または適当な間隔の地点で,放射能の測定値(平均値)を求めた。

3.3 調査範囲と測定値

太良鉱山

		測定点	放射能異常最高 cpm	(mR/hR)
a	14号鍾	43	53	0.017
b	14号下盤鍾	6	66	0.022
c	15号鍾	2	41	
d	深沢鍾	1	37	
e	2,400尺鍾	2	55	0.013
f	2,000尺鍾	1	42	0.012
g	1,850尺鍾	2	53	0.011
h	合掌鍾	4	39	0.009
i	200尺鍾	6	42	0.013
j	300尺鍾	6	48	0.013
k	7号鍾	10	47	0.014
l	12号鍾	1	39	0.011
m	白粉鍾	6	45	0.012
n	白粉前鍾	3	45	0.013
o	白粉前鍾上盤鍾	1	37	0.013
p	白粉無名鍾	1	48	0.016
q	杉鍾	1	35	
r	選鉱貯鉱	4	41	

(坑内87測定点平均 38 cpm, 70 測定点平均 0.012 mR/hR, 太良鉱山では cpm, mR/hR いずれか一方のみしか測定しない点がある)

立又鉱山

		測定点	放射能異常最高
a	横間歩鍾	47	63 cpm
b	長盛鍾	10	51
c	亜鉛鍾	4	34
	(別館事務所)		(25)
	(坑外事務所)		(35)

(坑内61測定点平均 32 cpm)

明又鉱山

		測定点	放射能異常最高
a	3号鍾	2	40 cpm
b	5号鍾	15	35
c	7号鍾	20	34

(坑内37測定点平均 27 cpm)

4. 結　論

——放射能測定値に対する意見——

1) 太良鉱山

調査範囲内において得た最高の放射能異常を示す地点は，14号下盤鍾の一部で，66 cpm、0.022mR/hR の測定値を得ている。この地点は黒色珪質頁岩中に存在する主脈と平行な細脈のある部分で，通気の良好な所ではない。おそらく岩石の割れ目を通つてきた Rn ガスが，通気が良くないために坑道内に多少蓄積されており，放射能測定値はやゝ高い値を示すものと推定される。

2) 立又鉱山

主脈の横間歩鍾で最高値を示した所は，調査当時の4番坑東押引立で，珪化した母岩中に石英の細脈が存在する所である。こゝもおそらく太良鉱山と同じ理由によつて，やゝ高い値を示すものと推定される。

3) 明又鉱山

著しい放射能異常は認められなかつた。

以上述べたように太良・立又・明又の3鉱山には，今回の調査では放射能鉱物の集中した部分は認められなかつた。

資　料

551.2(57)

オホーツク造構・火山活動地帯とそれに関連するある種の問題について*

E. K. Ustiev
小　西　善　治訳

ソ連北東部分の地質学的研究の初期の段階で，オホーツク頻海域と分水嶺で境される，コーリィマ地方とを分かつある種の特性が明らかにされた。最初にこの2地域に発達する花崗岩状岩石類の岩石学的・鉱床学的差異が確認された。次でそれぞれの貫入活動を，“オホーツク”と“コーリィマ”地区とに分けるさいに，明らかにされた両地域の差異の成因的意義が強調された。

オホーツク頻海地帯の地体構造の特異性を最初に指摘した人は Obrchev である。Obrchev はこの地域をアジア大陸と東方地域とを分かつ破砕帯をオホーツク・チャウンスク弧と名付けその性質が現在の花彩列島弧と類似していることを推定した。Snyatkov は火山島弧とオホーツク頗海地帯とが完全に類似している点に着目し，“Even 火山島弧”という名称を提唱した。さらに Snyatkov はアリューシャン列島弧・千島列島弧と Even 島弧との成因的相似性に留意することを呼びかけた。

この種の問題に対する他の近づき（approach）は，北東アジアの火山活動史をとりあげている著者の研究にみられる。長年にわたつて極北地域の地質学的研究が進むにしたがつて，この地域に遂次的に発達してきた2地向斜帯の空間的拡がりと時代的限界とが詳しく知られるようになつた。著者は蓄積されたデータを一般化し，オホーツク地帯の構造（地体構造）的状態および進化の特性に関して異なる解釈が得られた。

著者の解釈の本質は次のことに帰する。すなわち，オホーツク地帯はジュラ紀晩期—白亜紀初期にかけて生成されたコーリィマ・チュコーツク褶曲帯と，成長期にあるオホーツク・カムチヤッカ地向斜帯との境界に発生した独立の造構帯である。著者はこの状態に応じて，オホーツク地帯を白亜紀褶曲地区と地向斜地帯との境界帯，あるいはそれ自体ジュラ紀晩期から第三紀後期にかけて発達した地向斜帯の縁端地帯とみなすことを提唱した。

造構問題の類似の解決は，ソ連の地体構造図にも反映している。この地体構造図では，オホーツク海は，“新生代褶曲地区の縁辺地帯”として区分されている。

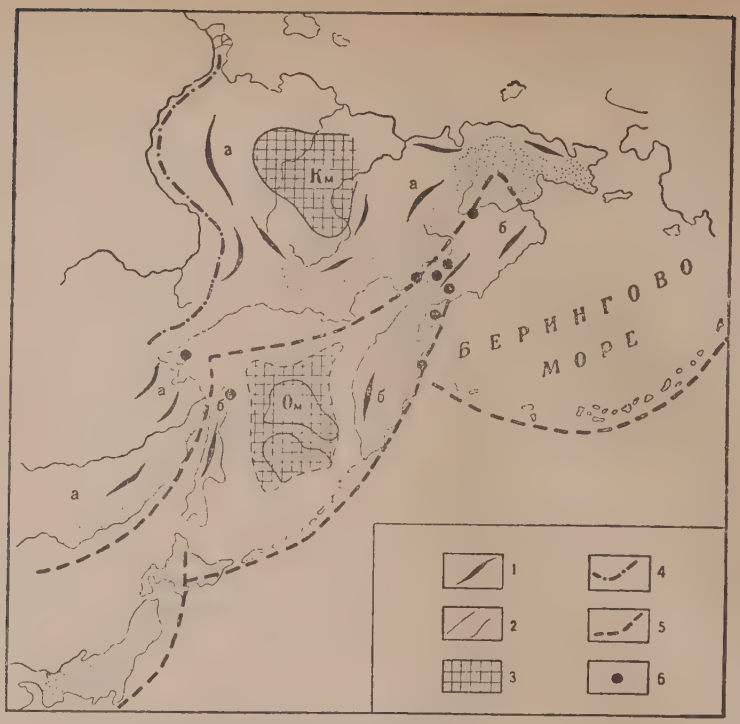
本論文はオホーツク造構・火山活動地帯を独立の地体構造単位として分けることが必要であることを裏付けるとともに，その構造的役割および地史を解析し，さらに太平洋の火山島弧の類似性と差異とにみられるある種の要素を追跡することを目的とするものである。この種問題の解析は，太平洋と隣接する北部アジア地域の地質学的発達を理解するために重要である。

本地帯の限界

南部限界

オホーツク火山活動地帯の延長は 2,200 km 以上に及んでいる。本地帯は Udsk 入江から Penzhin 河口まで全オホーツク海の北部頻海地帯を覆つている。さらに南部境界は Penzhin および Anadur 盆地で切られ，Anadur 湾からベーリング海中にはいつている（第1図）。Penzhin 入江から Anadur 湾まではその延長距離は約 700 km であつて，この境界地帯は乾陸に

* Е. К. Устиев: Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы, Советская Геология, № 3, 1959



1. 白亜紀および新生代褶曲地域の主要構造方向
2. オホーツク，Sikhote-Alin，カムチヤツカ，千島，日本火山弧
3. インジギル，コーリイマ(K)，中央オホーツク(O)，中部地塊
4. シベリヤ Plate-forme の東部限界
5. 古期および現世火山活動地帯の外部(弧)限界
6. 超塩基性貫入岩体

第1図 太平洋海盆の北西部の構造図

あたつている。白亜紀の大陸および地向斜凹地の以前の境界地帯である本地域では，海成堆積物が陸成堆積物に変わつているのが明白に認められる。この地域では，この種堆積物と陸地成迸入岩質岩層，"オホーツク" 花崗岩状貫入岩体および新期の超塩基性深成岩体帯の分布限界とが一致しているのは，きわめて注目すべき現象である。この種深成岩体帯の多くは，沈降凹地の縁端部に延長しているきわめて明白な echelon 状破砕帯系と連接している。Penzhin 入江の東部頻海地帯の深所破砕帯はとくに興味がある。この種破砕帯は，北東部アジアの唯一の超塩基性迸入岩体の生成と関連性がある。

Penzhin 河口から Udo 河口に至るまでの見掛上の境界地帯は，現在のオホーツク頻海地帯の輪郭に一致しているが，実際上の境界は，さらにその南部の砂州地域にある。この地域では現在の海岸線から相当離れた箇所が最近まで乾陸の境界にあたつていた。この乾陸はオホーツク海の北半部を占め，巨大な造構沈降運動で移動した。

海底の堆積および海底堆積物の岩石学的組成の新しい研究によると，この地域が後河氷期に生成されたことが明らかにされている。まつたく類似の結論が，ある種の淡水魚の分布および固有のオホーツク植物群種の解析によつて求められている。

このようにして，成因をさておくと，オホーツク海の現在の海岸線は，白亜紀の褶曲地域の構造限界と一致しない。この種の限界地域の大部分は，海底下に没している。

真限界地帯の位置を決めるのには，まず海底と乾陸との地質構造の相関関係を追跡すべきである。最近までは，この課題（オホーツク海に適用される）の海洋学的研究は，一般に行なわれなかつた。ソ連の東部地域の造構区の決定に関するすべての研究様式は，乾陸の限界を越えな

かつた。したがつてこのような問題，例えば第三紀のカムチャッカおよび樺太褶曲帯の連絡問題は推測の域をでなかつた。

現在の海底地質学および沿岸地域の地質学の知識水準で両構造組成を結び付けることは，すでに期待がもてるようになつてきている　まず第一に相当な根拠で中央オホーツク中央地塊の問題が解決できるようになつている。この地塊の存在することを提案したのは，Bilibin, Serpnkhov, Tsaregradskii であつて，一般的な地質学的考察によつたものである。その後 Popov は，オホーツク頻海地帯の二畳紀の岩相特性を解析し，現在のオホーツク海が占めている地域に分布していた地塊の破壊源泉について結論を得ている。Popov は，(その後，明らかになつたように) この仮性古期乾陸を，最初ベーリング，その後ラーミイと名付けた。この先カンブリア紀乾陸が直接ベーリング海およびユコーコン河一想像されていた一にまで延びていたことは，構造関係上不可能である。

オホーツク海に一定剛性地塊の存在するという考え方は，海洋学の面および地球物理学的発見によつて確かめられている。すなわちオホーツク海の中央部には，正の重力異常 (＋40～＋60 mgal) で特徴付けられる巨大な Plate-forme 状隆起地帯が存在し，その3面は著しく侵食された深い海盆に面している。

音響測深データを発表した Udintsev は，この海底 Plate がカムチャッカおよび樺太の第三紀の褶曲運動に巻き込まれなかつた巨 Plate-forme の遺体と考えた。この仮設は，オホーツク海の造山区様式を始めて研究した Krasnyi が支持した。Krasnyi はこの隆起地帯と，それに接する海盆が，広範な安定地域核中に存在することを指摘し，これを中央オホーツク中央地塊と名付けた。

オホーツク海をとり巻く乾陸の地質構造を解析すると，中央オホーツク中央地塊は，剛性古期地帯であつて，その位置は縁褶曲帯の方向とその地帯を構成する堆積物の岩相特性の発達方向とをよく明らかにすることが確かめられている。

オホーツク海の南部境界地帯に関する問題をさらにおしすすめるのには，中央オホーツク地塊と新生代褶曲地区との構造的相関関係を明らかにすることにある。

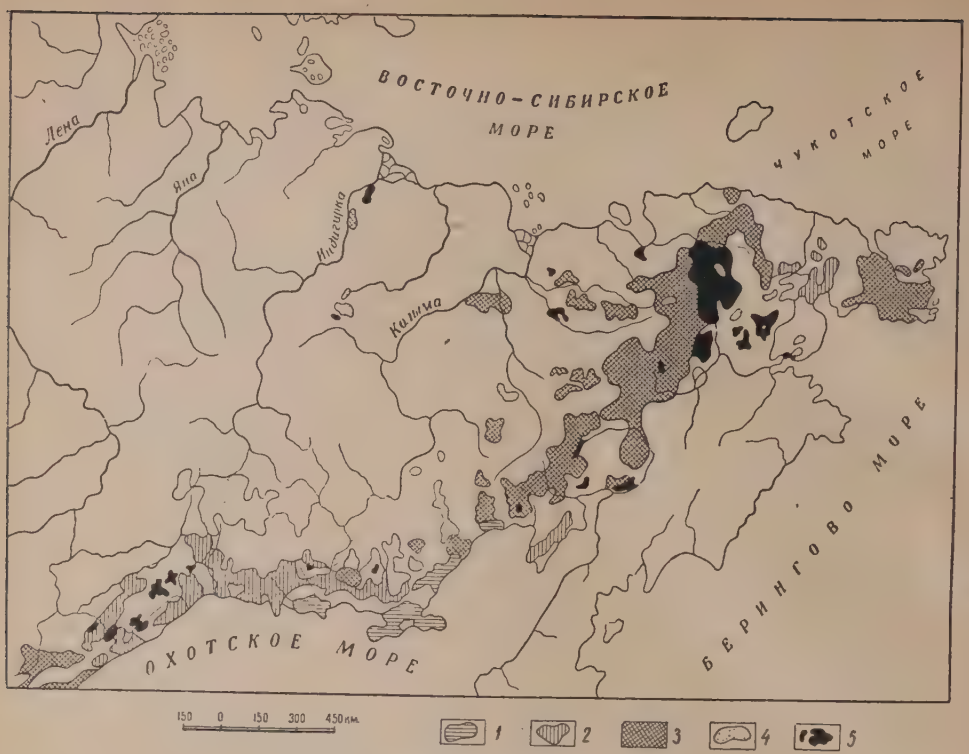
Sheinamann は，樺太の白堊系と第三系とが，"未発達" の地向斜凹地中に形成され，"日本，カムチャッカ地向斜地域の鈍角状分枝" を代表するものと考えた。

Krasnyi は，類似の考え方を発展させた。Krasnyi の構造様式によれば，樺太，カムチャッカ第三紀褶曲帯は，その南方をオホーツク中央地塊で囲まれている。

しかしこのような造構像はオホーツク帯のある種特性と完全に一致しない。とくにこの像は白堊・新生代の火山岩および深成岩系の発達地帯で限られている境界構造 (boundary structure) の幅員一全延長にわたつて維持されている一と矛盾する (第2，3図)。例えば，地向斜およびそれと関連する移行帯の境界が地質学的調査で観察されている Anadur および Penzhin 盆地と移行帯のある部分のみがみられるオホーツク頻海地帯とでは，その幅員は，近似的に同一である (150～350 km)。もちろん，新期の複地向斜帯の境界線が Penzhin 河口からオホーツク中央地塊の南端へ後退していたならば，地向斜帯は，結局オホーツク海の現在の海岸線から 1,000～1,200 km 離れていたことになる。したがつてその幅員が 350 km を超えないことが立証されている隣接移行帯も，まつたく頻海地帯に含まれていないことになるであろう。

ジュラ紀後期に生成された褶曲地域のみを南東から取り囲む新期地向斜凹地帯が，南方ならびに北方からオホーツク中央地塊を取り巻いていたと仮定すると，観察(構造)像とよく一致してくる。したがつて中央地塊の北方限界に対応する新期構造帯は，オホーツク海の現在の海岸線から比較的遠くない箇所を走つていたはずである　このことは，頻海地帯の構造特性，とくに頻海火山帯の幅員の広いことを良く説明している　この仮定によると，樺太褶曲帯は，地向斜凹地の分枝でなく，幅の広い地向斜帯の西端自体を代表することになる。

現在のところでは，新期沈降凹地帯の境界輪郭を精確に復元できるようなデータは存在しない。しかし Penzhin 入江の高地一この境界地域が直接観察できる地点一から，Taigonos 島一境



1. 未分化ジユラ紀後期——白堊紀前期の凝灰岩および火山岩
2. 白堊紀前期の凝灰岩および火山岩
3. 未分化白堊紀火山岩および凝灰岩
4. 白堊紀前期火山岩および凝灰岩
5. 第三紀火山岩

第2図 第 三 紀

界地帯に近いことが，多数の断層および小超塩基性貫入岩体で指摘される地点を通つて Udo 河河口—オホーツク造山帯の構造および火成岩系の天然の境界線が分布している—に至るなだらかな曲線は，この境界地帯に関する最も満足のゆく普遍的表象を伝えていることが考えられる。太平洋海盆に一般的な弧状構造は，全北東部アジア大陸の特徴となつているということができる。Shantar 島の超塩基性岩石類の貫入は Penzhin および Anadur 盆地の白堊紀後期の超塩基性岩石類の貫入に類似し，弧状帯の南西端を結ぶこの境界地帯にもみられる。

第1図に示されてある輪郭との境界帯の局地的偏倚は，きわめてありうる現象である。最近オホーツク市付近で中新世海成堆積物の小露頭が発見されているが，このことは，類似の偏倚現象の1つを立証するもののようである。全オホーツク沿海地帯での唯一のこの種の発見は，第三紀海盆地域の狭隘な入江として，火山帯に深く穿入した乾陸と，むしろ関連性があるようである。

全体としてみると，オホーツク・カムチャッカ地向斜の北限またはオホーツク火山帯の南限は太平洋に凸面を向ける半径約22度の弧状形態をなしている。弧の総延長は 2,250 km に近くそのうち約 1/3 は，乾陸で観察されるが，他の部分は北部オホーツク海の浅海地帯に沿つて延びている。弧の天然終端は，Shantar 島地域にあたることが推定されている。この地域では，上述の超塩基性貫入岩類の露頭は，端深所破砕帯が存在することを示すものであるが，沿岸の火山帯の幅員が著しく縮小しているのは，終端地域かあるいは地体構造の地域と考えられる根拠となる。この Shantar 島では，オホーツク弧は曲り，Sikhote-Alin の東斜面の火山弧と出会している。

北部境界地帯

オホーツク火山帯の北限は，全体としては，乾陸に沿つて走つている。オホーツク・カムチャッカ地向斜帯から離れるにしたがつて，この移行帯の発達を誘導した造構造運動に基づく地殻の移動度は低下してくる。この運動を蒙つたオホーツク火山帯の北限地域では，造構造の跡は，南限地域に比較して明白に認められない。最も明確な指標—それによつて造山運動が指摘できる—としては，新期火山岩類の活動の場の北限が線状形態をなしていることである。

オホーツク(海)帯に特徴的なある種指標は，この種条件—きわめて湾曲した形態をなしている—と一致していないことを指摘しておくことが必要である。例えば，地向斜帯で発達し，大陸の境界帯に侵入した新期造山運動は，この境界地域で弱化している（この境界地帯付近では溢流岩類とそれと互層をなす陸成層はほとんど断層運動で乱されていない）。その代りに，オホーツク火山帯に伴う造構破砕帯とその地帯に賦存する花崗岩状岩石類（オホーツク）貫入体は，溢流岩体の境界線より，北方にしばしば認められている。

地理学的には，オホーツク帯の北限は，多くの場合太平洋および北氷洋の分水嶺線と一致し，その一方かまたは他方へしばしば沈降している。オホーツク帯の幅員は，350 km から 100 km またはそれ以下である。オホーツク帯が局部的に膨れているのは，横切深所破砕帯の発達と結び付いている。

地体構造およびオホーツク帯組成の主要特性

それぞれの巨地域の造構造分類の合目的性は，地体構造の特性およびその特有の指標，地史(歴史的発達)，火成岩系の特性，および鉱床区の存在によつて決められる。Smirnov は太平洋海盆地帯に適用されている巨大なプラン中で類似の分類を行なつている。すなわちこの地帯を“外帯”(錫・タングステン地帯)と内帯(銅)の2鉱床地区に分けられている。Smirnov は太平洋のシマ地域とその周辺大陸のシアル塊との相関関係を反映する主要規則性の一つを始めて定式化した。北部アジア地向斜地域の進化の規則性を理解するためには，Bilibin が研究した造構，火成活動輪廻に関する考え方が重要である。現在，太平洋に隣接する地域の造構区を分類するさいには，特徴地域の構造位置およびその地史的運命を考慮に入れることが要請される。

移行型の造構単位としてのオホーツク火山帯の全主要特性は，太平洋海盆の縁辺部に発達した2褶曲地区の間に占める位置によつて決定される。与えられた場合にも，火山帯の位置は造構，火成活動区ならびに鉱床区の発達の方向，および造構構造の特性を運命づけている。

造構構造の特性

オホーツク帯の最も特徴的な指標は，2造構階の地体構造（先カンブリヤの露出地域では3階）が認められることである。この特性は白亜紀褶曲地帯の他の造構地区と明らかに異なつている。これらの地区では，第2造構階は，まれに認められ，その発達区域もオホーツク帯のように広大な地域を占めていない。

多構造階構造はオホーツク帯に Plate-forme 構造に相似の姿態を付与している。しかし上部構造階がほとんど火山源組成であり，その上に高度の易動性—このことは岩石が著しく乱され造構運動が大きな役割を占めていることで立証される—であるので，オホーツク帯は“現世”の Plate-forme 地帯と区別される。

オホーツク帯の他の構造特性は，オホーツク・カムチャッカ地向斜地帯から伝播してきた白亜紀・第三紀の造構構造運動の波動の跡がこの地帯にきわめて明確に認められることである。この波動の跡は，地向斜帯では，堆積の中断および傾斜不整合の型で認められるが，オホーツク帯では，上部構造階の岩石類の撓曲および堆積層と火山源岩石層との互層にみられる不整合に現われている。

さらに次の重要な現象が認められる。すなわち褶曲造成の強度は，火山源階の下部層準から上部層準へ向かうにしたがつて著しく減衰するとともに，オホーツク帯の南限から北限へ向かうにしたがつて，同一現象が認められる。この種の2現象は，造構構造の“剛性”が増大する

ことと確かに関連性がある。

オホーツク帯のある部分—とくに Yamsk 入江から Penzhin へかけての地域—の地向斜性基盤堆積物の褶曲構造はまた北，東方向をもつていることを指摘しておくことが必要である。しかしさらに南方のオホーツク分枝地帯 Virgate zone) では，基盤の褶曲像は上部構造階よりもはるかに複雑である。したがつて地向斜性堆積物の走向は，晩期(造構)構造の方向性とまつたく一致していない。

オホーツク帯の構造上の特異性とは，擾乱運動の方向性と乱れの量とであることがきわめて明白にいいきることができるであろう。

したがつてまず第一に直接明らかにされる地質調査と火山岩および主として，点在オホーツク花崗岩状貫入岩体の明白な線状発達とによつて，きわめて広域にわたつて発達する破砕帯が模式化されている。

露出，潜在造構破砕帯の方向には，一定の規則性が認められる。最も重要なのは，構造線の境界に近似的に平行に走る破砕帯である。小規模であるが，明白に認められるものには，横切方向の破砕帯がある。これと対応してオホーツク帯内で重要なものとしては，北東方向に，単独にまたは列をなして延びている多数の縦断造構破砕帯があげられる。個々の破砕帯の延長は，10 km から 100 km にわたつている。潜在破砕帯も確かに同様な規模をもつているようである。このことは破砕運動と関連して白堊紀・第三紀の火成岩系が発達していることと，第四紀堆積物で被覆されている新期造構凹地の輪郭とによつて推定できる。

この種破砕帯の多くが，長期間にわたつて存在している“深所破砕帯”の範ちゆうに属することは疑問の余地がない(Peiv)。この種破砕帯には，

(1) オホーツク帯南限の超塩基性岩石類および火山岩の発達を制御する破砕帯。

(2) 横断 Omsukchan 盆地，沈降凹地を誘導した破砕帯。

(3) オホーツク先カンブリヤ地塊および Ola-maltansk，Anadur 高原玄武岩流の発達地域に数 100 km にわたつて発達している横断破砕帯がそれぞれ入れられる。Bezrukov および Udintsev は，海岸線に沿う推定深所破砕線によつてオホーツク海の構造図を描いている。

オホーツク火山弧に特徴的にみられるような規則的に発達した横断，縦断造構破砕系は Aleutsk 島弧，カムチャッカ弧，千島弧等に明らかに追跡される。こゝでは火山の分布，造構成起伏の主要特性等に現われている。

この種破砕帯は現在の太平洋造構帯の境界地帯に発生した動応力と関連性があることは確かである。オホーツク帯の擾乱網も，また類似の成因によるものであろう。それとともに割れ目の方向はこゝでは褶曲構造のそれと類似の状態を示しているが，複雑なものは新期（オホーツク・カムチャッカ地向斜帯）ならびに古期造構方向によつて二重支配を受けている。古期造構方向は Indigir-kolym 中央地塊の南部または Aldan 楯状地の南東部の輪郭で決められる。

結論として次のことがいえるであろう。オホーツク帯構造発達の原因となつた造構運動の時間的関係および特性をみれば，新期地向斜の成長に明らかに依存しているが，構造像の関係では，新期・古期造構方向との二重支配を受けている。

組成特性

オホーツク帯の下部造構階は，中生代褶曲帯の陸成堆積物で代表される。その生成年代は，二畳紀初期からジュラ紀晩期にわたる(下部 Volozksk 階)。

オホーツク帯の特徴的な構造要素である古期地塁地塊地域—Okhot 盆地，Taigonos 島，Omolon，Chukotki 東限地域—では，地向斜性“Verkhoyansk”岩系の堆積物は，古生代前期，先カンブリヤ結晶片岩(基盤岩石)類上に乗つている。すなわちこの地域では，下部構造階の役割は，この種地層が演じている。

しかしオホーツク帯の主要特性は，すでに述べたように，明らかに認められる中生代晩期，新生代の火成岩系の乱れである。

Venchugovo の統計的計算によれば，オホーツク帯には，北東部ソ連に分布している中生代

1. オホーツク造構火山活動地帯の境界地域
2. 前白堊紀花崗状岩石の貫入
3. 後ジュラ紀花崗岩状岩石の貫入
4. 造構破砕帯

第 3 図　オホーツク造構，火山活動地域およびその境界地域の褶曲地域南部の花崗岩状貫入岩の分布図

火山岩の 76 %と第三紀火山岩の 93.3 %が集中している。

中生代，新生代火山岩の分布が示してある第 2 図をみると，分布比が明らかとなる。オホーツク帯の後ジュラ紀火山岩が卓越的擾乱を受けているのは，まつたく明らかである。類似の造構像は，第 3 図にみられる。この図ではオホーツク沿海の貫入岩塊の分布が示されてある。この場合には，前白堊紀の貫入がきわめて僅少で，白堊紀・第三紀深成岩体が完全に支配的であることに留意すべきである。

白堊紀・第三紀におけるオホーツク帯の造構移動が一般にみられないほど激烈であつたことが確かに裏付けられるようである。オホーツク・カムチャッカ地向斜の主要発達階梯は，白堊紀および第三紀にあたつているから，火成活動生成物の分布の特性が地向斜帯およびそれに接するオホーツク帯地域の歴史的運命に直接左右されることを，証明する必要がある。

オホーツク帯の造構造状態の他の産物は，それを構成する火山活動生成物組成の特性である。

著者は，オホーツク帯の火山活動生成物および深成岩岩層の平均化学成分を考慮の対象にとりあげた。火成岩を組成する全化学成分によれば，中生代および新生代褶曲地域—オホーツク構造の発達している境界地帯—の中間位置を占めているようである。とくに，オホーツク帯の白堊紀前期の全火山岩の平均組成は安山岩に，白堊紀後期のものは，石英粗面岩・石英安山岩に，第三紀のものは，石英・玄武岩にそれぞれ対応している。

白堊紀中期のオホーツク貫入岩体の平均化学組成は，花崗閃緑岩・白堊紀後期のものは若干アルカリの高い花崗岩，第三紀のものは，斑糲岩・閃緑岩に対応している。

オホーツク帯の後ジュラ紀貫入岩類および火山岩類の平均組成—その発達地域を考慮に入れて—花崗閃緑岩・安山岩・石英安山岩に対応し，SiO の含量は 63.49 %である。

オホーツク帯の特異な特性は，第 1 表をみれば明らかである。この表には，全対象地域の火成岩系の相対的，絶対的数値が掲げられている。

この数字を対照すると，3 巨造構区の火成岩組成のきわめて本質的な差異が明らかにできる（こゝで造構区には，中生代および新生代の褶曲地域とその間の境界地域とを含む）。

Kolym-chukotsk 地域では，花崗岩および石英粗面岩が卓越し，中性・塩基性岩石類の面積をとりあげると，その面積の 4 倍に達している。オホーツク帯では，主要な役割をなすものは，

第1表 中生代・新生代の主要火成岩型の分布について

岩石類	A		B		C
	B (km²)	B (%)	B (km²)	B (%)	B (%)
花崗岩・石英粗面岩・石英安山岩	81,489.1	81.08	109,622.0	40.60	3.23
花崗閃緑岩・安山岩	13,817.6	13.75	110,283.0	40.81	
斑糲岩・玄武岩	5,192.5	5.17	50,196.5	18.59	96.77
	100,499.2	100.00	270,101.5	100.00	100.00

A: Kolym-Chukotsk 造構区 B: カムチャッカ造構区 C: オホーツク海造構帯

中性・酸性岩石類である。カムチャッカ地域では，火成岩類の占めるほとんど全面積は，塩基性岩石層(主として玄武岩類)の部分にあたつている。

とくに Venchugva が計算した Kolym-Chukotsk 地域のさまざまな岩石系とその平均組成間の量的比を基礎において，この地域の全火成岩類の平均値を求めることができる。このようにして求められた平均値は，花崗岩のノルム (SiO_2 70.29 %) に対応するであろう。カムチャッカ地域の火成岩の平均組成は，安山岩・玄武岩 (SiO_2 55.47 %) に対応するであろう。"安山岩線" (andesite line) の領域内にある太平洋の火山島の火成岩類の平均組成—Vlodavetsu のデータによる—が玄武岩 (SiO_2 50.03 %) に対応することを付加するならば，シベリヤ Plate-forme から太平洋のシマ質 Plate-forme への火成岩系列に起こつている化学反応の変化像は，次のデータから明らかなように完全なものとなるであろう。

Kolym-Chukotsk 褶曲区	70.29 %
オホーツク造構火成活動帯	63.49 〃
カムチャッカ褶曲区	55.47 〃
太平洋島弧	50.03 〃

上述の数値は，Smirnov が定式化した太平洋周辺部の火成岩系列の組成置換に関する考え方をよく裏付けている。第1および第3地域は，Smirnov の太平洋の "外帯"，内帯鉱床区に対応している。両地帯の中間地帯，すなわちオホーツク火成活動帯は，始めて明らかにされている。

造構区における火成岩系列の平均組成変化は，太平洋地域の海洋および陸地要素に関するその位置によつて，まず支配を受ける。それとともに，火成作用の性質と白亜紀・新生代造構区の境界との定相関関係は，明らかに structural control を受けたことを示している。造構造運動が各地帯に発生すると，正常の全マグマ系列の進化階梯の出現を誘導するが，マグマ輪廻のそれぞれのメンバーの進化過程で，著しく卓越する因子は，現在みられるような全化学的組成の差異を誘起する。したがつて太平洋海盆地域の各地帯の構造上の位置を考慮に入れないでは，造構史の特性も，また造構運動自体の発達階梯も，岩石の化学組成の差異を解明することができない。

こゝで対象にとりあげた問題を論じつくすためには，オホーツク帯の鉱床区の特性にふれておくことが残される。こゝでは，オホーツク帯と太平洋構造の外帯および内帯とが区別されるようなある種の特性が指摘される。すなわち外帯鉱床区では，周知のように，錫・タングステンおよび金，内帯鉱床区では，銅・水銀・モリブデンおよび金を典型的に産出するのが特性となつている。したがつてオホーツク帯の火成岩系と成因的関連性のある鉱床区の型としては，タングステンを伴う錫鉱床と金・銅・モリブデンを伴う多種金属鉱床区とが知られている。このようにしてこの地帯の中間特性は，金属の成因特性にも明らかに現われている。

オホーツク帯の地史

初　期

オホーツク帯の地史は，造構運動が発展した褶曲基盤が形成されたときよりも早期でない時代に始まつたことは明らかである。

Kolym-Chukotsk 地向斜地帯では，堆積層が広域にわたつて，下部 Volzhsk 動物群を含む堆積物に至るまで連続的に追跡される。古地理学的解析によると，すでに Volzhsk 後期にはアルダンおよびレーナ河下流から，オホーツク・カムチャッカ地向斜帯の境界地域に至る東部の全地域が乾陸であつた。例外としてはバランギニアンの一部，オーテリビアンまで存在していた小規模の入江地帯，すなわち Kolym の下流地域，Aniuev 盆地，オホーツク・カムチャッカ地向斜の境界地帯である。

Tithonian 海盆地域が削減し，広域にわたつて淡水地域が出現し，その地域には白堊紀前期の毬果植物群の遺体を産する厚層の堆積物が形成された。この時代はジュラ紀晩期（おそらくは白堊紀初期にあたる）の造構期と考えられている。

この種の陸地盆地の挟炭層は，ネオコミアンの植物群および淡水棲動物群を豊産し，かつよく研究されているのが特徴となつている。この種堆積物は著しく，擾乱作用を蒙つている“Verkhoiunsk”系の地向斜性堆積物とは明白な不整合面をもつて接している。

このように，広域にわたつて明らかに認められる事実によれば，Kolym-Chukotsk 地向斜地域を褶曲帯に化した造構運動の年代決定を確実に行なうことができる。この時代は Volzknian 期の終期か，ネオコミアン初期にあたつている。

しかしオホーツク・カムチャッカ地史に対して出発点となるデータを求めるためには，さらに1つのデータが必要となる。それはオホーツク・カムチャッカ沈降凹地の生成年代である。この凹地帯の進化は，中生代陸地の境界地帯の特性と本来密接な関連性をもつている。しかし新生代褶曲地域の研究が比較的進んでいないので，現在確実な立証データが得られていない。これはこの地域の大部分がオホーツク海の海底下に埋伏しているからであり，またそのために地向斜地帯の発達の初期は，その終期よりも確認することが常に困難であるからである。

地史の先行造構輪廻と関連性のある先カンブリヤ系および古生系について述べなければ，中生代の地向斜時代は，中生系の層序の最下位を占めるジュラ紀後期の陸成層の生成をもつて始まつている。動物群で特色付けられるジュラ紀後期堆積物の発達地域―その面積は狭い―は Penzhin 入江の東岸，Pekulun 山脈，Main 谷地域に知られている。ジュラ紀後期の岩石層は中生代褶曲地帯との境界に沿つて延長し，北東方向の狭い線条帯を形成し，以前の氷河谷の軸線を示している。堆積物の厚さが比較的薄いのは，この時代の沈降凹地の規模が依然として大きくなかつたことを示すものである。したがつてオホーツク・カムチャッカ地域における地向斜発達の主相は，明らかに後期，白堊紀および第三紀の時代にあたり，この時代には，造構運動が繰り返し中断されて，厚い堆積物が生成された。この点からみて，ジュラ紀の晩期をもつて，新期地向斜帯の強烈な沈降運動の開始期と考えることが必要である。

換言すれば，Kolym-Chukotsk 地向斜帯が閉じられたジュラ紀後期の造構運動は，新地向斜海盆地帯の基礎の形成を伴い，太平洋への地殻の沈降波動の置き換わりを反映している。筆者は，太平洋海盆の造構史を正しく理解するためには，この事実が重要な意味をもつていることを指摘しておいた。この事実は，オホーツク帯の歴史に対する手がかりとなる。

隣接地向斜帯の造構生活に左右されるこの地域の造構史の逐次的発達事象（event）は，この地域に発達している火成岩系の組成の置き換わりと進化とにまず第一に反映している。この種指標によれば，オホーツク帯の造構史は，多数の造構階に分けられるが，特徴的なものは，上部造構階―構造層準と同じ―地帯の地質構造である。

前白堊紀階

前白堊紀階は，白堊紀褶曲基盤の要素の形成と関連性のある“先行構造階”である。この基

盤上には，オホーツク帯の火山源岩石層の複雑な多造構階の地体構造が後ジュラ紀に発達した。陸成特性の地向斜堆積物を除けば，褶曲基盤の構造である種の役割をなすものは，先白堊紀型の火山産物，および深成岩類である。例えばオホーツク海の北辺の熔岩は，地向斜性基盤岩石系中に含まれている（第2図），この種熔岩類は主としてライアス階とアレン階の動物群を産する堆積層中に始めて多量に出現する。バトニアン階時代の岩石層中では，その相対的役割は増大するが，層序のさらに上方では，海成堆積物は全く消滅し，主として安山岩質組成の迸入岩および凝灰岩の厚い集積層のみが残る。

このようにして地向斜様式の最終進化階梯では，火山活動が激烈となつたことを意味している。この種の地層中では不整合現象は全下部岩石系との間に全く明らかにされていない。

オホーツク帯でみられる先白堊紀貫入岩体（単位）は，主としてジュラ紀後期の造構運動と関連性がある。先カンブリア紀，古生代前期の小貫入岩塊は，地塁状地塊地域でのみ基盤岩石中に認められる。

ジュラ紀後期の貫入岩体は，主として花崗岩組成で特色付けられる。貫入岩体は，Indigir-kolym 中央地塊の境界付近に広く分布し，“Kolym”底盤と呼ばれている模式的底盤質深成岩体と異ならない。この種貫入岩体のよく裏付けられた地質学的位置は，地向斜性堆積物との貫入接触面—ジュラ紀後期の下部堆積物を含む—と深成岩体を覆う白堊紀前期の火山源堆積物中で発見されている花崗岩礫とで決定されている。Indigir-kolym 中央地塊—この境界地帯は最大造構移動を示した中生代地向斜帯の乾陸化時代に出現した—に近づくにしたがつて，深成岩体の量と規模とは増大する。

白堊紀前期階梯

本質的にはオホーツク帯が個別化地体構造 (individualized geotectonic structure) として形成された初期階梯にあたつている。この地域には，ネオコミヤン初期の先行造構運動の産物として，広域の火山帯を伴う褶曲山地がすでに隆起し，その山地は新期地向斜帯との境界線に沿つて延長していた。白堊紀前期の時代は，全地域は造陸運動 (vertical movement) の跡が著しい対照をなして特色付けられる。このことは迅速に埋伏された山間盆地の陸成堆積物の膨大な厚さによつて裏付けられる。さらに振幅の著しい差異は，新期隆起陸地の境界地域と迅速に深化した地向斜地溝と—膨大な陸成堆積物の厚さは 9 km Penzhin 入江の東海岸では 9 km に達する—で識別される。この種構造境界地帯で発生した引張り裂罅群は白堊紀前期の火山活動の発達規模を決定し，その分布を支配している。

火山帯の幅は 100 km に達し，その長さは新期地向斜帯の北西縁辺部の延長性を決定している。この造構階の火山源堆積物の総層厚は 100 m から 2～3 km に達している。

地層中には迸流岩以外に多量の凝灰岩，tuffit 植物化石の遺痕を伴う河成，湖成堆積物が認められる。褶曲基盤岩石系が層序中に現われている箇所では，斜不整合面が明らかに認められる。白堊紀前期の岩石層は，主として北東走向の単純な褶曲をなしている。造構擾乱が激烈な地域，基盤岩石類の露出地域，ある種の巨大な貫入体と褶曲構造との接触部では，この種地層は規模著しく錯雑化し，急傾斜している。

この種型の火山岩中で最大の発達を示すのは，安山岩類である。しかし原初マグマの分化度は，さまざまであつて，玄武岩類からアルカリ土類質石英粗面岩類にまでわたつている。

この時代の終期には新しい造構運動相が認められる。オホーツク・カムチャッカ地向斜帯では，この種の造構造運動は，バランギニアンにアプチアン・アルビアンが不整合に重なつていることで明らかである。白堊紀前期の最も新しい既知層準の年代が，アプチアン・バレミアン階の植物群で決定されているオホーツク帯地域では，この種造構運動は若干遅れて出現しているようである。

白堊紀中期の地殻変動には，オホーツク帯—オホーツク貫入体—の最も模式的な要素の一つの出現と関連性がある。この種貫入体は，主として花崗閃緑岩組成の分化“底盤様”貫入岩塊からなつている。多くの場合貫入体は，溶融液の酸性度のてい増により数貫入相を形成し

ている。

模式的な場合には貫入岩塊は，斑糲岩組成の小貫入体をもつて始まり，さらに閃緑岩または石英閃緑岩の貫入が追跡される。主貫入岩相は，花崗閃緑岩組成の熔融液で特色付けられるが，晩期相としては，斜長石花崗岩および花崗岩が貫入している。この種貫入岩体は，白亜紀前期の火山源堆積物を貫き，それに変成作用を与えているが，次造構階の白亜紀後期の岩石類によつて覆われている。Speran skaia および Ustiev は，とくにアルメニイ盆地産のチユーロニアン—セノマニアン礫岩について，オホーツク岩石類の完全な礫岩系を記載している。

白亜紀後期階梯

白亜紀後期の造構階梯を，アルビアン–セノマニアン，セノマニアン–チユーロニアン，ダニアン系統の植物群を含む陸成火山源岩石類および堆積岩類からなる次造構階梯の形成によつて特徴付けられる。オホーツク帯では，広域にわたつて斜不整合面がみられるので上部白亜系と下部白亜系とが区別される。溶岩流・溶岩層・湖成・河成堆積物は，乱され，緩やかに傾く翼部をもつ緩傾斜褶曲を形成している。

上部白亜系の分布地域は，下部白亜系の発達地域としばしば一致し，北方—オホーツク・カムチャッカ地向斜の境界地域の側—に向かうにしたがつて著しく擾乱作用を蒙つている。白亜紀後期の火山岩の発達の場が，陸地構造地にとくに深く侵入しているのは，横断造構断層地帯—オホーツク先カンブリア・ブロックおよび Omsukchan 凹地—で認められている。すなわちこの地域では，オホーツク帯の幅員は最大となつている（第2，3図参照）。

火山源堆積物の厚層は，600～800 m から 1,300～1,500 m にわたつている　山間凹地の挟炭層の厚さは，ときには 1,200～2,000 m に達していることがある。

この型の火山岩類は，主として酸性組成をもつが，火山噴火には，爆烈特性が認められ，多様な凝灰質物質の膨大な堆積を伴つている。さらにまたカタマイ型噴火もしばしばみられ，厚層の Ignimbrite が，形成されている。

噴出熔融液の組成の進化には，次のような明白な分化様式がみられる。すなわち安山岩→石英安山岩→石英粗面岩—アルカリ石英粗面岩である。

本層と次層とを識別させる緩傾斜現象は，造構解析を困難にし，“ララミド”擾乱時代について見解が食い違つている。この時代はほとんど同一根拠に基づいて，また暁新世の初期とダニアンに直接先行する堆積期の時代と考えられている。後者の考え方は，ダニアン累層の火山源堆積物中に白亜紀後期の花崗岩状貫入体を欠いている点に基づいているから，遙かに信頼度が高いように思われる。地殻変動の任意の推定相は，オホーツク・カムチャッカ地向斜帯の堆積物に対して立証されている層序の中断期に対比されている。

白亜紀後期の終りの造構運動には，半深成花崗岩類の貫入を伴い，きわめて特異な岩石および鉱床が形成された。この種の岩石類は，主として優白質花崗斑岩であつて，錫および rare metal の鉱床を伴つている。貫入岩塊は，ときには巨大な規模に達し，すべて1造構階梯でしばしば生成されたものである。多相性質貫入岩体中では，花崗岩，亜アルカリ花崗岩，アルカリ花崗岩の諸相が認められる。先ダニアン岩石類が著しく変成作用を蒙つた接触面をもち，この型の貫入体が一層新期（ダニアンおよび第三系）地層中に欠失しているから，この型の貫入岩体の地質学的位置が決定される。そのほかに，このことは，白亜紀後期の火山岩相および深成岩相の性質に共通性がみられることで裏付けられるが，多くの場合，それらの間には相互転移が認められる。

白亜紀中期の貫入現象に類似の白亜紀後期の花崗岩状岩石類は，オホーツク帯地域に主として分布している。しかしこの時代に生成された鉱床から推定すると，この種岩石類は，内陸地域の新期の造構破砕運動としばしば関連性をもつているようである。

第三紀階梯

第三階梯は，オホーツク帯の上部造構階の生成と関連性をもつている。白亜紀晩期の造構造運動は，白亜紀の火成活動輪廻の終末を意味しているから，オホーツク帯の発達の重要な指標

となつている。この地域では，暁新世から，広大な領域にわたつて盛んな火山活動が続いたが，熔岩の組成は，前時代と異なつている。第三紀の時代は，白堊紀後期の酸性火山岩および中央噴出型の火山列の代りに，ほとんどが裂罅噴出型特性の塩基性噴出物で識別される。この裂罅噴出型の広大な玄武岩流・安山岩・玄武岩流は，オホーツク帯の多造構階構造の剛性度が増大した最も重要な指標となつている。したがつてこの種現象は，白堊紀造構，火山活動輪廻の終末を指示しているばかりでなく，この易動性地域が長期間にわたつて安定地域へ転移し始めたことを示すものである。

第三紀火山岩類は，以前の下部白堊系および上部白堊系の地域を覆つているが，前時代のそれに比較して分布範囲は狭い（第2図）。さらにまた火山岩は，横断・縦断方向の造構破砕帯と関連性がある。しかしこの場合には，裂罅噴出型であるので，造構帯との結び付きは，一層明白である。さらに裂罅型の熔岩噴出の場は，陸地に深く移動している。このことは，全陸地地域にわたつて地殻の物理的，機械的性質が徐々に均衡化したことで解明できる。

第三紀の火山岩層の総層厚は，300～500 から 1,000～1,200 m にわたつている。火山岩層は，ほとんど水平状をなす熔岩流で代表され，白堊紀の基盤起伏の凹凸面は平坦化されているが，高く基準面上にそびえ立つ火山台地を形成している。造構運動は，先行型のように，火山源岩石層を形成するとともに，地塊の分化運動が持続したことを示す小規模の大陸盆地を形成しているのが観察されている。しかし火山源堆積物の層厚は，この地域では，白堊紀のような規模に達していない。

火山源堆積層の年代区分は，その組成中に火成砕屑物および堆積物の薄層を完全に欠失しているので困難である。たゞオホーツク頻海地域の中央部—Ola-maltan 台地—のみでは，玄武岩流中には，珪質粘土および割れ目の発達する粘土質薄層を挟み，そのなかからは，暁新世の植物遺体を豊産する。第三系の上部層準の熔岩が，一層新期の噴出活動と関連性があるのは，無視できない。

この造構階の熔岩の組成の変動領域は，玄武岩と塩基性安山岩との枠をでない。それとともに，第三系のきわめて特徴的な要素は，ペザナイト・リンデ岩，アルカリ石英粗面岩の岩脈およびコメンド岩，パンテレリア岩の小規模の熔岩流で代表される玄武岩マグマのアルカリ分化産物である。

この時代の貫入相はオホーツク帯ではほとんどみられない。この時代の岩石類は，閃緑岩・安山岩質・斑糲岩・粗粒玄武岩および（まれには）花崗岩組成の半深成岩体で代表される。ある程度信頼度の高い年代決定は，白堊紀後期または第三紀火山源岩石類の集まりで組み立てられた好ましい地質学的状態によつて可能である。

第四紀造構階

第三紀時代の地殻変動相系に引き続いて発生した第三紀後期の造構運動は，中生代大陸を解体し，広大な新褶曲地域を造成した。それと同時に，新乾陸の東縁部には，新しい沈降凹地が形成された。この沈降凹地の現代の位置は，太平洋海盆とアジア大陸とを分かつ鎖状に配列する海溝にあたつている。

この新造構進化相に驚くほど対応しているのは，オホーツク帯の第四紀の地史である。造構性易動帯は太平洋側へ数 100 km（千島連鎖弧では 1,500 km まで）移動したので，地質学的状態は，一変した。現在活動期にある地向斜地溝と，新期の広大な褶曲隆起帯によつて分かたれているオホーツク帯では，ジユラ紀後期から第三紀後期にかけて行なわれた造構運動の多くの造成特性は急速に消滅した。まず第一にオホーツク帯は大陸と発展期の地向斜沈降凹地との境界地帯でなくなり，すでに断層裂罅系の発生し易い伸長帯に包含されなくなつた。この重要な結果としては，火山活動がほとんど停止したことである。

現在オホーツク帯では，2つの第四紀火山活動の跡が知られているにすぎない。すなわち Taigonos 島の北東部の氷間期の玄武岩流とマガダン市周辺の第四紀晩期の小規模の酸性火山灰堆積物とがあげられる。

先行造構階がオホーツク帯の地史とオホーツク・カムチャッカ地向斜の発達との相関関係を示していなければ，火山活動の規模にみられる異常な差異（後新鮮世）が完全に明らかにされないであろう。

結論および対比

オホーツク帯およびそれに隣接する類似造構帯

この地帯の地体構造および地史の上述の特徴付けられた特性によれば，ジュラ紀後期の時代に形成された北部アジア大陸の縁辺部に発達したオホーツク帯では，同時代の火成活動および鉱床成因の特性および地質学的発達の遂次性は，それと境を接するオホーツク・カムチャッカ地向斜帯の進化に著しく左右されたことが明らかである。これらの特性をすべてとりあげると，境界帯地域と他の北東部アジア地域とは最も重要な意味をもつ独立の地体構造単位として分帯することが必要であることについては，疑問の余地がないほど明白に識別される。

まずここでは，考えられうるオホーツク型の他の造構帯を捕捉・追跡しないで，東部アジアの隣接地帯のみを検討してみよう。するとまず第一に，オホーツク・カムチャッカ地向斜の南西部境界地帯（カラフト）の geological setting が当然問題となつてくる。

最近の地質学的・岩石学的研究によれば，カラフトは地体構造・造構発達・火成岩系の組成および鉱床の成因が，上述のオホーツク帯および極東の沿海州の頻海地域だけにきわめて類似していることが明らかにされている。

沿海州地域は新第三紀の終わりに，すべてのオホーツク・カムチャッカ地向斜帯のように褶曲運動を蒙つて，カラフト凹地との境界地域に発達した。この地域と新期の地向斜とは，深部破砕帯，すなわち Belyaevskii の Tetyukhinskii 造構縫合帯で分かたれている。三畳紀後期，白亜紀前期の擾乱堆積物からなる中生代の褶曲基盤はここでは上部階の火山源岩石類によつて一著しい不整合面をもつて一覆われている。このような地質学的現象は，日本海頻海帯およびタタール海峡の最大の特徴的な要素となつている。火山源岩石系は，白亜紀の後半期（セノマニアン—グニアン）と全第三紀にかけて，陸地様式の条件下で生成されたものである。上部火山源階は，オホーツク帯のように，3つの不整合面，すなわち白亜紀後期，古第三紀，新第三紀，第四紀にしばしばみられるの造構階梯からなつている。この種岩石類は，乱され，北東方向の緩褶曲を形成し，縦断・横断造構破砕（運動）系によつて支配されている。

Sikhote-Alin の東斜面の火成活動を詳しく研究した Favorskaya は，完全火成活動輪廻（白亜紀後期と新第三紀）と未完成火成活動輪廻（新第三紀に始まつた）とに分けている。

この地域では，中生代地向斜堆積物は，頁岩および砂岩と互層をなす白亜紀前期の安山岩質火山岩層準で終わつている。白亜紀後期の陸源岩石層では，分化された安山岩・石英粗面岩系で特徴付けられるが，Sikhote-Alin の北部にとくに発達する第三系中では，玄武岩流の噴出が明らかに卓越している。各火山活動輪廻は，塩基性熔岩をもつて始まり，一層酸性の熔岩で終わつている。

沿海州の造構史に対応する火山岩系は，少なくとも花崗状岩石類の2貫入相（白亜紀後期および古第三紀）を伴つている。錫・タングステン鉱床，多種金属鉱床，金鉱床，スカルン・鉄鉱床はこの種の貫入相と関連性をもつている。

沿海州地帯の地史と地体構造とは，オホーツク帯の特性のほとんど完全な繰り返しである。したがつてカラフト地向斜地溝との境界地帯に沿つて走つている Sikhote-Alin の中生代褶曲基盤上に発生した火山帯の一つの明白な例である。しかし太平洋海盆のこの部分における地質学的事象の若干異なる進行に対応して，縁辺構造の進化にも，異なる地質年代差が認められる。このような年代のずれは，大陸の Sikhote-Alin 地域およびオホーツク・カムチャッカ地向斜のカラフト地域を形成した造構運動期のおくれに関連性がある。この場合火山地帯の東部境界地域は，半径 18° で太平洋弧に凸面を向けるような形態をなしている。

ソ連の領域外でこのような姿態にきわめて近似している地域は，南東部支那の頻海地域であ

る。

支那の地史は古生代変動期および中生代変動期の地向斜が"事実上同一箇所に発達した"ことで特色付けられる。これらの地域は，最近のインド支那造構運動によつて乾陸化して，この地域から東部の地域には日本から琉球，台湾を経て香港へ延びている一層新期の(ネオ変動期)沈降凹地が形成された。大陸地域の縁辺火山帯は地向斜海溝の移動と同時期に発生した。

東部支那の火山帯の地史も，Sikhote-Alin およびオホーツク火山帯との既知の地史ときわめて近似していることを物語つている。

この地域では，中生代後期の大陸と新地向斜帯との境界地帯は，現在支那海中に埋伏されているが，太平洋弧に対して半径約 10° の凸面を向けている。

東支那および Sikhote-Alin 火山帯の連接は南東部朝鮮の沿岸地帯付近で起こつている。小林貞一は，ジュラ紀後期の頻海堆積物で覆われ，新期花崗状岩石類で貫かれている白堊紀の中性・酸性組成の火山源岩石類が，この地域に広く分布していることを記載している。この地域ではジュラ系・白堊系と安山岩質火山源岩石層・石英粗面岩層とは，明確な不整合面で識別されている。

このようにして特定の発達条件と火成活動および鉱床成因の特殊の指標とて特徴付けられる地体構造が，弧状連鎖をなしてアジアの東部沿頻海地域に沿つて形成されている。この種弧状連鎖は中生代においてアジア大陸の境界地域に発生し，それを縁取る白堊紀の新期の地向斜沈降凹地を伴つている。これらの地域の発達は第三紀の終わりまで続いている。東部アジア大陸の造構，火山活動帯の縁辺地帯と名付けられているこの種の長く延びている地体構造（進化）は，新第三紀の末葉にオホーツク・カムチャッカ地向斜および日本・香港地向斜地帯を巻き込む造構運動によつて切断され，その地域に広大な新生代の褶曲地帯を造成した。次で造構(性)易動帯は，南東部へ移動し，太平洋島弧の外側に現在みられる。

上述のオホーツク火山帯がアナドルイ湾で屈曲しているのは，この地域がアラスカに延長している可能性があることを推定させるある種の根拠となつている。アラスカ山脈に沿い，ユーコン・Kuskokvim 流域の南部にみられる白堊紀晩期・第三紀火山岩の広大な分布地帯は，アナドルイ湾に始まり，次でそのほとんど大部分がベーリング海に埋伏されている古期火山弧に終わつていることが充分考えられる。Smith は，厚い玄武岩流で覆われている著しく分化した熔岩系(玄武岩・安山岩・粗面岩・流紋岩)系について記載している。

東部アジア造構火成活動地帯と太平洋火山弧

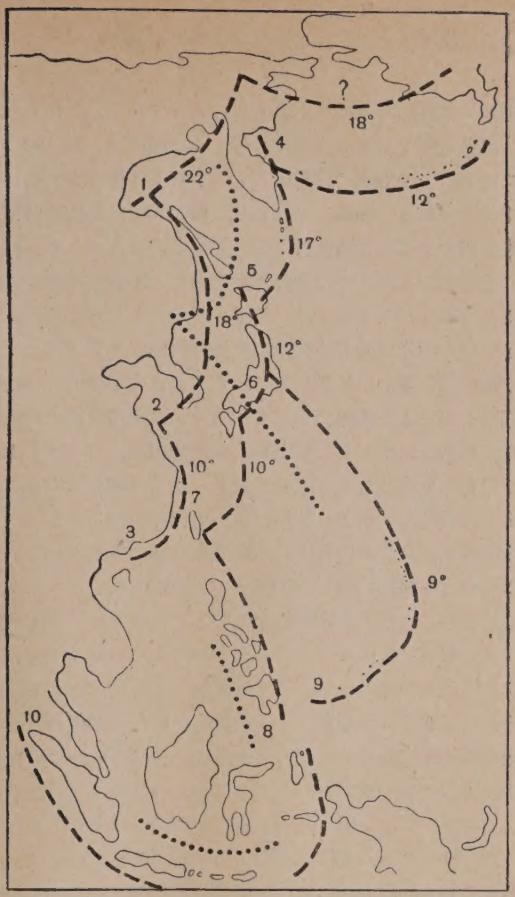
最後の問題は，東部アジア大陸と太平洋の現在の島弧との成因的，構造的相関関係である。

縁大陸海によつて分かたれる東部アジア大陸の東部には，現在の花彩島弧が配列している。まず第一にアリューシャン・カムチャッカ・千島・日本の諸島弧は，太平洋海盆の同一造構地帯に延長しているが，その生成期が一層古い時代に属するものは，オホーツク・Sikhote-Alin 弧である

東部支那の大陸弧に対して類似の状態を示す九州島の南部には，琉球，フィリピン島弧が占めている しかし太平洋のこの地帯は琉球およびフィリピンより 2,500 km 東部に第二の小笠原・マリアナ島弧が配列しているので，はるかに複雑な構造によつて識別される。この花彩島弧の西方は，白堊紀および第三紀に，東方は，一層新しい時代に発達したものである。

島弧の凸面側に沿う地帯では，現在の地向斜地溝の特徴である深海凹地底線，負の重力異常帯がみられ，浅発地震の震源地が集中し，地球上での最大の造構運動の活性帯が通つている。地溝の凹面側からは，全島弧系の最大の特徴的な特質を構成する第四紀および現世の火山帯が延びている(太平洋造山環)。この火山帯には，多数の活火山および死火山が分布し，その厚さが 1 km に達する火山源堆積物には，一層古期一新第三紀までの一の時代に形成された東部アジア大陸の造構，火成活動帯と識別される対応特性を完全に繰り返しているのが認められる。

東部アジア大陸火山帯と太平洋火山帯の地質学的発展にみられるこのような対応性は，沈降地向斜地溝の縁辺地帯に発生した同一の地殻の伸張(引張り応力に基づく)運動と，割れ目の形



大陸弧（東部アジア（大陸）の造構火山活動帯）（1）オホーツク弧（2）Sikhote-Alin 弧　（3）東部支那島弧　（4）アリューシヤン弧（5）カムチヤツカ・千島弧　（6）日本島弧　（7）琉球弧（8）フイリピン弧　（9）小笠原・マリアナ弧　（?）はベーリング大陸弧の推定位置を示してある。○部の点は深発地震の震源地が示されてある（Gutenberg による）。

第 4 図　アジアの火山大陸弧と火山島弧

成とにむしろ関連があるようである。上述のように，1 火山帯が死滅すると，他の火山帯が出現し，アジア大陸のヘルシン期以後の地史の特性，すなわち褶曲運動の東部および南東部への移動が誘起されている。沈降地帯の移動は，当然，それに伴つて乾陸側で（地殻）引張り伸張と，火山活動の活性化を誘起している。

このような特性は，東部アジア大陸の造構，火山活動帯を形成する古期弧系と現世の島弧系とが対比できる特性である。しかしこの両者の間には，本質的な差異が明らかに認められる。

まず第一に東部アジア大陸地帯では，現世の島弧のように，重力異常帯，とくに高度の造構活性帯，地震帯を伴う深海凹地の鎖状配列がみられない。

上述の諸指標が，沈降地向斜地溝が存在することと，その幾何的特性とに直接左右されていることは，容易に考えられる。島弧地域でみられるこの種指標の“あらわれ”は，われわれの時代が，地質過程のこの種の階梯を特色付ける現世の太平洋地向斜の初期進化階梯と高度の不安定性（引張応力に基づく）とにあたつていることとに明らかに関連性をもつている。したがつて褶曲の形成と沈降凹地の解消とが，それに依存する現象の消失を誘起することは，当然であ

る。

このようにして，火山弧系間にみられる差異は，各系の進化過程で出会する階梯差に関連性がある。

最後に，この階梯差は本質的な差異によるもののようである。すなわち一層古期の東部アジア帯では，火山岩，深成岩帯である。そのために，この地帯は，長く延びる中央噴火，裂罅噴火型火山列の活動に伴う広大な熔岩の分布とときどき著しく侵食されている大花崗岩状貫入体(底盤規模)とで特徴付けられる。島弧では，これと異なつて，火山源堆積層が卓越的に発達し貫入体は二次的位置を占めることで特色付けられる。このようにして，地体構造の相対的発達期間の長さ，されに引き続いて起こつた造陸運動に基づく地殻の隆起度，侵食作用を蒙つている深さ一隆起度によつて異なつてくる一は，論議の対象にとりあげられた差異を決定する。

これと並んで確かに時の因子に左右されない明白な指標がある。例えば，古期と現世弧における火成岩系および鉱床型に著しい差異がみられるのは，太平洋のシマ地域に対する各系の占める位置によつて相当の程度まで説明できるであろう。太平洋構造の実境界地域一安山岩線一に直接分布する現世の島弧は，主として安山岩，玄武岩組成のマグマと玄武岩組成マグマで特徴付けられる。この重要な造構区ならびに岩石区から著しく離れている東部，アジア帯では，はるかに分化された一層酸性のマグマ一平均組成一で特色付けられる。

古期弧の地理学的位置は，これらの地域の造構進化階梯に左右されない重要な一つの特性を決定している。すなわち古期弧は，厚い大陸基体上に発達している。しかし現世の島弧は，比較的薄いシアル殻上に隆起し，重力分布解析から明らかなように，大洋海溝に境を接し，その東斜面ではすでにシアル物質を欠いている。したがつて次の重要な現象が考えられる。すなわち太平洋地域とアジア大陸との境界はむしろ“本源的”なものであつて，あらゆる場合を通じて，現世の島弧とそれを縁取る大洋地溝よりも一層古い時代に形成されたものである。これと関連して，この構造境界地帯に必然的に伴つた大陸側への傾き面一この地帯における地震活動を左右している一が，古い時代に形成されたことはきわめてありそうなことである。

周知のように，この種傾き面は，衝上げ面とみなすことができるであろう。すなわち，太平洋海盆へのアジア大陸の推し被せ，大陸下への大平洋底の逆推し被せは，この衝上げ面に沿つて発達したことが考えられる。深海海溝地帯一普通の地震帯と一致している一と深発地震帯とで決定される(衝上げ)面の位置は，アジア大陸の東部境界と明らかに一致している。

このようにして，衝上げ面はむしろ成因的にも陸地および海洋の古期構造境界と関連性がある。しかし島弧とそれとの相関関係は，一層深所原因の部分的な現われにすぎない。これと関連して類似の衝上げ面は，内大陸弧にあつては一般的にみて発達していないことが推定できるであろう。したがつて東部アジア帯の大陸弧を支配する造構破砕帯は，深所に賦存する類似の古期構造にあたると考えることができない。

東部アジア帯の古期弧と現世の島弧との類似性および差異要素を解析すると，構造の発達階梯一現在みられるような一ならびに太平洋地域の主要素一陸地と海洋一に関する位置とが相互にまつたく異なつていることが明らかとなる。後者の特性は，各造構系に伴う火山活動の結び付きと性質とを決定している。

地質調査所月報　第11巻第2号　目次

報　文

岩手県滝の上地熱地帯調査報告

秋田県先達川流域地熱調査報告

利根川中流流域および江戸川流域工業用水源地域調査報告
—関東東部地域調査　第2報—

京都市工業用地下水源調査報告
—淀川水系地域調査　第6報—

広島県太田川水系工業用水源地域調査報告

資　料

二次変質作用 (Katagenese)

地質調査所への連絡は

本　　所	神奈川県川崎市久本町（溝の口）135番地　電話 (701) 1146～1148番 (721) 4291～4293番
東京分室	東京都新宿区河田町8番地　電話 (341) 7131～8番
北海道支所	北海道札幌市南1条西18丁目　電話（3）5574番
仙台駐在員事務所	仙台市柳町通り28番地（仙台通産局内）電話（3）2306番
名古屋駐在員事務所	名古屋市東区長塀町（名古屋通産局内）電話（4）6416番
大阪駐在員事務所	大阪市東区杉山町1番地　電話 (94) 3052番
広島駐在員事務所	広島市基町1番地（広島通産局内）電話（2）1945番
四国駐在員事務所	高松市鍛冶屋町4の16（竹内ビル内）電話 高松 5681番
福岡駐在員事務所	福岡市北浜町2丁目19番地（通産省福岡合同庁舎内）電話（2）6743番

昭和35年1月25日　印　刷
昭和35年1月30日　発　行

著作権所有　工業技術院地質調査所

印刷者　向　喜久雄
東京都品川区上大崎3の300
印刷所　一ツ橋印刷株式会社
東京都品川区上大崎3の300

U. D. C. 55 (05)

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Katsu Kaneko, Director

Vo. 11 JANUARY 1960 No. 1

CONTENTS

K. Shibatō & Y. Horikawa: Geophysical Prospecting Survey in Yasaka and Dōdani Mines, Yamaguchi Prefecture ..... 1(1)

H. Nagahama: Reconnaissance Survey on Radioactivity of the Paleogene Sedimentary Rocks in the Southern Part of the Iizuka District, Chikuhō Coal Field, Fukuoka Prefecture ..... 11(11)

H. Nagahama: Report on the Radioactivity of the Sedimentary Strata in the District of Seitan-chō Southwestern Awaji Island, Hyōgo Prefecture ..... 17(17)

M. Yamada & N. Kiyoshima: On the Geology and Radioactivity at the Yanai District, Yamaguchi Prefecture ..... 23(23)

Y. Sekine & I. Obi: Reconnaissance Radiometric Survey of the Nojiri Gold Mine and its Neighbourhood, Iwate Prefecture ..... 29(29)

T. Hamachi & M. Tani: Report on the Uranium Deposits in the Naégi District, Gifu Prefecture (Part 3. Kōketsuyama and Nishiōbora Areas) ..... 34(34)

H. Kamishima & M. Sasaki: Report on the Reconnaissance for Uranium-bearing Rocks in the Fukuoka Coal Field, Kyūshū ..... 41(41)

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

地 質 調 月
Bull. Geol. Surv. J.
Vol. 11, No. 1, 1960